

RECHERCHES
SUR LA
MORPHOLOGIE
DES
PYRÉNÉES ORIENTALES
FRANCO-ESPAGNOLES

THÈSE POUR LE DOCTORAT ÈS LETTRES
PRÉSENTÉE A LA
FACULTÉ DES LETTRES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PAR
PIERRE BIROT
AGRÉGÉ D'HISTOIRE ET GÉOGRAPHIE
ASSISTANT A LA FACULTÉ DES LETTRES DE L'UNIVERSITÉ
DE PARIS

J.-B. BAILLIÈRE ET FILS, ÉDITEURS

19, RUE HAUTEFEUILLE, 19

PARIS

437

RECHERCHES
SUR LA
MORPHOLOGIE
DES
PYRÉNÉES ORIENTALES
FRANCO-ESPAGNOLES

RECHERCHES
SUR LA
MORPHOLOGIE
DES
PYRÉNÉES ORIENTALES
FRANCO-ESPAGNOLES

THÈSE POUR LE DOCTORAT ÈS LETTRES
PRÉSENTÉE A LA
FACULTÉ DES LETTRES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS
PAR
PIERRE BIROT
AGRÉGÉ D'HISTOIRE ET GÉOGRAPHIE
ASSISTANT A LA FACULTÉ DES LETTRES DE L'UNIVERSITÉ
DE PARIS

J.-B. BAILLIÈRE ET FILS, ÉDITEURS
19, RUE HAUTEFEUILLE, 19
PARIS



A MES PARENTS



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551601_0012

PRÉFACE

Lorsque en 1930 j'ai entrepris ce travail, c'était avec l'espoir d'identifier les célèbres surfaces d'érosion des Pyrénées Orientales par l'étude du versant espagnol. Cet espoir a été déçu. En revanche, j'ai rencontré, **ultra puertos**, le problème attachant des formes structurales fossiles oligocènes développées dans la couverture plissée du versant méridional, ce qui m'a entraîné à associer étroitement les techniques géologiques et morphologiques.

Cependant, j'ai conscience que ce petit volume apporte assez peu de faits entièrement inédits. Pendant les cinq années que j'ai consacrées à l'examen du terrain, d'autres morphologues et géologues avaient, à mon insu, entrepris la même tâche. H. Boissevain, A.-J. Pannekoek, H. Ashauer et P. Misch ont explicité avant moi leurs conclusions. On me permettra de voir une présomption favorable dans le fait que mes recherches, poursuivies dans l'indépendance la plus complète ⁽¹⁾, ont abouti à des résultats concordants sur certains points fondamentaux comme la structure de la couverture plissée du versant espagnol ⁽²⁾.

Ce m'est un agréable devoir de remercier tous ceux qui m'ont

(1) Quelques dates le montrent aisément. A.-J. Pannekoek, décrivant les niveaux du massif de l'Agly, a évidemment ignoré ma communication à l'Association des Géographes français de juillet 1932. Je crois avoir été le premier à prendre position contre la théorie des nappes de charriage appliquée au versant sud pyrénéen (Communication à la Société géologique de France en janvier 1934). Quelques mois plus tard paraissait l'ouvrage de H. Ashauer, dont le manuscrit avait été déposé dès juillet 1933. Le 3 janvier 1936 devant l'Association des Géographes français, et le 21 janvier devant la Société géologique de France, je décrivais un certain nombre de coupes inédites dans la région des Nogueras et la zone des Sierras. Or, l'ouvrage beaucoup plus complet de P. Misch traitant les mêmes questions était mis en circulation la deuxième semaine de janvier.

(2) Même dans les territoires restreints dont j'ai essayé de donner, sur les cartes hors texte, une représentation géologique, il doit subsister beaucoup d'erreurs et d'omissions. Cela est dû à ce que nombre de mes levés datent d'une époque où je ne disposais pas encore des cartes topographiques au 1 : 50.000.

aidé dans ce travail. Je songe, en premier lieu, à M. Emm. de Martonne, à qui je dois mon initiation aux méthodes de la morphologie et qui, après avoir sans cesse orienté mes enquêtes, a bien voulu lire mon manuscrit et me faire bénéficier des remarques que cette lecture lui avait suggérées. En m'appelant à la fonction d'assistant à l'Institut de Géographie, il a grandement facilité l'organisation matérielle de mes recherches. Pendant les cinq années que j'y ai travaillé sous la direction de M. A. Cholley, celui-ci m'a procuré les conseils et les encouragements les plus précieux. Que tous deux veuillent bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance!

M. Ch. Jacob a consenti à s'intéresser à mes études géologiques et m'a libéralement ouvert son laboratoire de la Sorbonne. Je dois remercier également les géologues qui ont déterminé quelques-uns de mes fossiles : M. l'abbé Dubar, de Lille, et mon ami L. Sole Sabaris, de Barcelone, qui a été aussi le compagnon de quelques belles randonnées en montagne. MM. O. Mengel et G. Astre ont eu l'amabilité de préciser pour moi le sens de leurs travaux antérieurs. M. J. Bertin a dessiné avec un grand sens géographique plusieurs blocs-diagrammes. Enfin, je remercie tous les Catalans qui se sont associés plus ou moins directement à ce travail, et en particulier MM. les Curés et Instituteurs qui m'ont indiqué des gisements fossilifères.

N. B. — Les noms propres du versant espagnol ont été orthographiés de façons assez diverses; tantôt nous avons suivi la Mapa au 1 : 50.000, dont la toponymie n'est certainement pas à l'abri de tout reproche; tantôt nous avons reproduit phonétiquement les expressions en usage, telles que nous les entendions dans la bouche des montagnards. Que les linguistes catalans veuillent bien nous en excuser!

INTRODUCTION

Ce travail constitue une tentative pour expliquer le relief de l'extrémité orientale des Pyrénées. Les limites de la région étudiée, le plan même de l'ouvrage, ont été arrêtés en fonction des problèmes généraux de morphologie génétique dont l'énoncé avait été suggéré par l'examen du terrain. Notre analyse détaillée ne cherche pas à couvrir toute l'étendue d'une région naturelle. Telle zone voisine est laissée de côté, tantôt parce qu'elle ressemble trop à une zone déjà étudiée, et qu'elle n'apprendrait rien de nouveau, tantôt au contraire parce qu'elle soulève des problèmes dont la solution nous aurait entraînés trop loin, au sens littéral du mot. De même, dans chacune des trois grandes divisions géographiques adoptées, un ou deux motifs conducteurs servent de guide à la description régionale. Il convient d'abord de justifier ces divisions et d'indiquer brièvement les thèmes généraux qui les animent (fig. 1).

I. — **Hauts massifs et bassins intérieurs.** — Dans les Pyrénées orientales, le socle hercynien qui constitue le cœur de la montagne s'élargit considérablement, mais en même temps se morcelle comme une voûte dont la flèche est trop réduite par rapport à sa portée. Les blocs soulevés, mordus par l'érosion fluvio-glaciaire quaternaire, constituent trois massifs principaux :

1° Le massif du Carlitte, inclinant vers le sud-est ses surfaces calmes, mais profondément déchiqueté à l'ouest, et auquel nous rattacherons l'extrémité orientale de l'Andorre, dont aucune coupure tectonique ne le sépare (2.915 mètres).

2° Le massif Puigmal-Canigou, allongé suivant une direction nord-est-sud-ouest, dont les deux cîmes maîtresses atteignent 2.909 et 2.786 mètres.

3° Le massif du Madrès, le moins élevé de tous (2.471 mètres).

Les bassins d'effondrements intermédiaires sont comblés, en partie, de sédiments détritiques néogènes. Trois d'entre eux

(bassins du Conflent, de Cerdagne, de la Seo d'Urgell) sont réunis en chapelets par les artères maîtresses de la Têt et du Sègre. L'Aude supérieure enfile le quatrième bassin, celui du Capcir, avec une direction aberrante nord-sud.

On reconnaît là les traits familiers d'une montagne du type carpathique ⁽¹⁾ dont les échantillons sont si nombreux (Préalpes pannoniennes, Rhodopes, Sierra Nevada américaine). Pour reconstituer son histoire, on dispose des documents ordinaires (formes glaciaires, hautes surfaces d'érosion, dépôts détritiques). Ainsi, cette première partie constitue-t-elle un essai pour résoudre un problème classique par des méthodes depuis longtemps éprouvées.

Poursuivant vers le nord les niveaux d'aplanissement reconnus sur la Zone Axiale, nous débordons légèrement sur une étroite zone plissée de terrains secondaires et tertiaires englobant d'ailleurs des fragments du socle hercynien enracinés, comme l'ont montré les recherches de M. Casteras ⁽²⁾ (*Pays d'Aude*) (fig. 1).

II. — **Les hautes chaînes plissées du versant méridional.** — Sur le versant méridional, au contraire, la couverture secondaire et tertiaire, violemment plissée, forme une zone presque aussi large et élevée que la Zone Axiale. Sur ces chaînes, œuvre directe du plissement pyrénéen survenu à la fin de l'Eocène, règnent à peu près exclusivement les formes structurales. Mais la présence d'une série détritique discordante, tout en étant encore partiellement englobée dans le plissement, permet de faire le départ entre les formes structurales neuves et les formes structurales fossilisées. Dans cette seconde partie, les méthodes d'analyse géologique et morphologique sont étroitement associées.

III. — **Le versant oriental.** — H. Gaussen ⁽³⁾ a reconnu très heureusement l'individualité de ce versant oriental où les deux grands bassins d'effondrement du Roussillon et de l'Empordan tranchent également les zones de couverture plissées et les blocs hercyniens. De même que, sous l'influence du voisinage de la Méditerranée, la dissymétrie de la végétation s'efface, ainsi disparaissent également les contrastes de structure et de relief qui séparaient le versant méridional du versant septentrio-

(1) E. de Martonne, 73.

(2) M. Casteras, 34.

(3) H. Gaussen, 54.

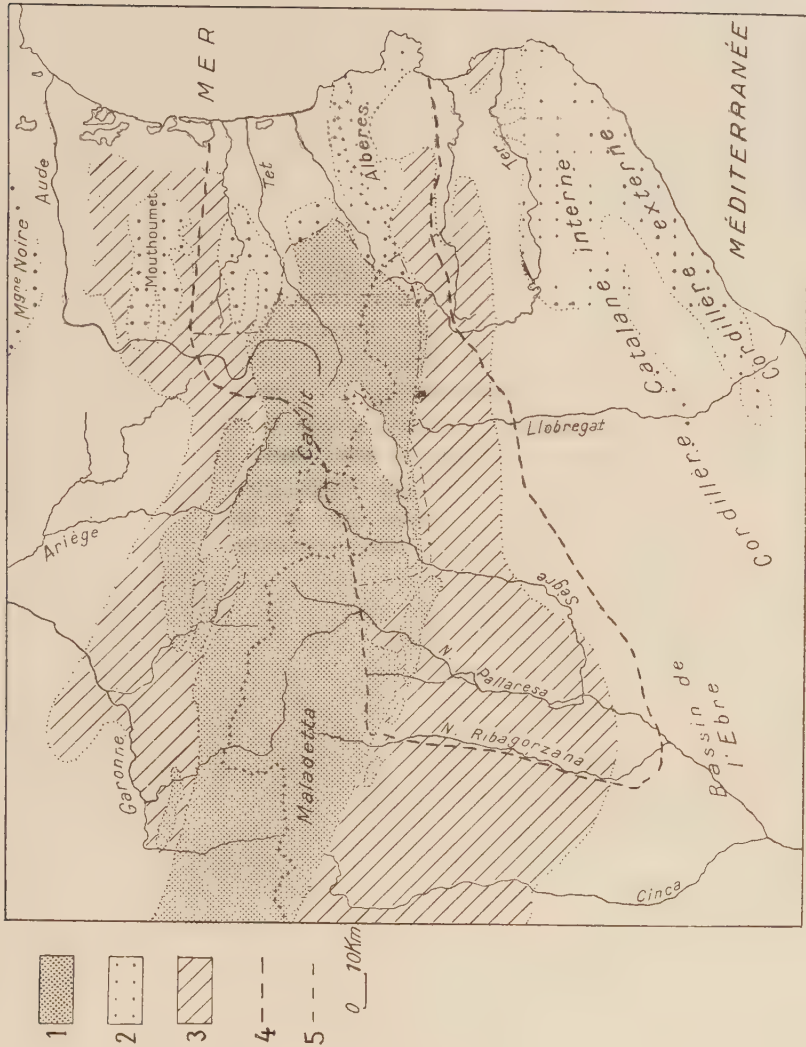


Fig. 1. — Carte d'orientation des Pyrénées orientales

- 1 (grisé mécanique sur la figure). Zone axiale et massifs satellites donnant des montagnes de plus de 1.500 mètres.
2. Socle ancien donnant de bas plateaux et des montagnes moyennes.
3. Couverture plissée secondaire-éocène.
4. Limites de la région étudiée.
5. Grandes subdivisions : au centre, 1^{re} partie ; au sud-ouest, 2^e partie ; à l'est, 3^e partie.

nal. Dans les chaînes et les plateaux de médiocre altitude diversement morcelés, depuis le massif du Mouthoumet jusqu'aux Cordillères Catalanes, les mêmes problèmes se posent : mouvements eustatiques ou mouvements épirogéniques? Et partout se montre un type nouveau de pays granitique facilement déblayé par l'érosion entre les roches encadrantes. (Haut Vallespir, versant sud des Albères, etc.).

Il est maintenant nécessaire de préciser les frontières où s'arrête notre analyse détaillée. Au nord, nous ne dépassons pas la ligne de chevauchement nord pyrénéenne, le front boisé des plateaux de Sault et des Fanges, laissant en dehors du sujet la plus grande partie des Corbières et le massif du Mouthoumet. Vers l'ouest, nous n'englobons qu'une portion assez limitée de la Zone Axiale, s'arrêtant au Puymorens et au Valira supérieur.

Dans la zone plissée du versant sud, au contraire, nous avons cru nécessaire de suivre le Sègre jusqu'à sa sortie de la montagne, ainsi que ses affluents de la rive droite, les deux Nogueras. Là seulement, notre limite coïncide avec une frontière politique, celle de la Catalogne. Le front montagneux qui court de Balaguer à Berga correspond bien au contact structural avec le grand bassin tertiaire de l'Ebre. Mais, au sud-ouest, la limite des Pyrénées n'est clairement marquée ni dans la structure ni dans le relief. Prendre la vallée du Ter pour guide, c'était se poser le problème de toute la Cordillère Catalane. Il nous a paru plus prudent de contourner la plaine de Vich et la zone volcanique d'Olot, ainsi que l'Ampurdan méridional.

D'autre part, nous nous sommes abstenus d'aborder l'étude de l'évolution de la côte, la section correspondant à notre région étant trop petite pour permettre des comparaisons fécondes.

PREMIÈRE PARTIE

Hauts Massifs et Bassins tertiaires de la Zone Axiale

HISTORIQUE

Tout un matériel d'observations précieuses avait déjà été recueilli pour cette région par A. Penck, O. Mengel, L. Bertrand, M. Sorre, F. Nussbaum, G. Astre, W. Panzer, etc., qui avaient reconnu l'existence des surfaces d'érosion développées sur les blocs anciens et débrouillé la stratigraphie des sédiments détritiques des bassins affectés par des mouvements récents.

Les travaux de H. Boissevain et de A.-J. Pannekoek (1934 et 1935 ⁽¹⁾) constituent la première monographie détaillée de la région, accompagnée d'une documentation graphique (dessins, cartes, coupes) très expressive. Au moment de la parution de ces mémoires, nos propres recherches, menées de 1930 à 1933, étaient terminées, et nous en présentions les conclusions essentielles dans une conférence d'études donnée à l'Institut de Géographie de l'Université de Paris, au cours de l'hiver de 1933. Sur beaucoup de points, nos observations concordent avec celles des géologues hollandais, et nous nous excusons si cet exposé apparaît souvent comme une répétition de leurs mémoires. Cependant, le schéma évolutif proposé ici diffère sensiblement de celui de nos devanciers. Ceci résulte, en grande partie, de dissemblances dans la méthode d'analyse morphologique suivie. On peut grouper sous trois rubriques les tendances qui nous paraissent imprudentes dans l'argumentation de H. Boissevain et A.-J. Pannekoek :

I. — Ces auteurs ont accordé, selon nous, une importance trop grande à l'étude du faciès des sédiments détritiques, dont

(1) H. Boissevain, 29. — A. J. Pannekoek, 117.

ils ont déduit automatiquement le paysage morphologique contemporain, sans tenir suffisamment compte des conditions climatiques.

Ceci nous amène à préciser notre méthode dans l'emploi des sédiments pour l'analyse cyclique, emploi dont W. Penck ⁽¹⁾ a réuni pour la première fois les règles en un corps de doctrine. Mais le géologue allemand n'a vu, dans les « sédiments corrélatifs », que la traduction de la force érosive, elle-même fonction de l'activité tectonique. Il n'a pas tenu suffisamment compte des conditions climatiques qui exercent une influence décisive sur le faciès des sédiments continentaux.

1° Et, d'abord, les dépôts lacustres ne donneront que des indications médiocres sur la morphologie contemporaine.

Une nappe d'eau profonde exerce sur les matériaux détritiques un triage rapide, si bien que les sédiments grossiers apportés par les torrents se cantonnent dans une frange littorale étroite. Très près du rivage et des hautes montagnes voisines, on peut trouver des sédiments fins, dans le lac de Genève, par exemple. D'autre part, le comblement progressif du lac déterminera sur une même verticale la superposition de dépôts de plus en plus grossiers vers le haut. Ce cycle de remblaiement normal ne correspondra pas forcément à une accélération de l'activité tectonique, ni à un accroissement d'énergie des reliefs voisins. La présence d'un lac qui, par son inertie, trie les matériaux, décale chronologiquement la traduction de la force érosive dans les dépôts corrélatifs.

2° Pour les sédiments continentaux proprement dits (alluvions transportées), la distance à laquelle les matériaux grossiers s'éloigneront de la montagne, et le degré d'usure des cailloux dépendront, non pas seulement de l'activité tectonique du bloc en proie à l'érosion, mais aussi du climat auquel est soumise la région.

a) Sous un climat équatorial ou un climat tropical très humide, tel que celui de la côte de Rio-de-Janeiro, les dépôts les plus fins (argiles) se déposent immédiatement aux pieds de reliefs extrêmement abrupts, les sédiments grossiers sont décomposés avant d'arriver à la base des escarpements ⁽²⁾.

b) Sous un climat où la pluviosité subit une forte variation

(1) W. Penck : *Die Morphologische Analyse* : Stuttgart, 1924.

(2) Sapper.

saisonnière (climat méditerranéen, climat de mousson, climat sénégalien), des cailloux extrêmement volumineux et mal roulés peuvent parvenir très loin de la montagne pendant les périodes de crues. Les cailloux accumulés par la désagrégation mécanique pendant la saison sèche sont charriés brusquement par des masses liquides énormes possédant une grande force vive ; ils conserveront des angles aigus, car la durée du transport sera trop brève pour permettre une usure complète ⁽¹⁾. Ces bancs grossiers alterneront avec des sédiments très fins formés pendant la saison sèche (limons).

c) Dans un climat aride, par contre, où les nappes liquides, gorgées de matériaux solides, ne parviennent jamais très loin des reliefs qui leur ont donné naissance, la gamme des faciès se succédera très rapidement sur un plan horizontal, depuis les blocs volumineux à la base de la montagne, jusqu'aux précipités chimiques des *playas*.

d) Dans les régions tempérées, où la variation annuelle de la pluviosité est faible, les cailloux seront bien roulés et diminueront de taille progressivement jusqu'à une assez grande distance de la montagne ; dans une époque donnée, l'ensemble du dépôt sera relativement homogène.

II. — Dans l'analyse cyclique, H. Boissevain et Pannekoek distinguent une profusion de niveaux étagés. Un examen critique révèle que beaucoup d'entre eux ne sont que des formes de surbaissement développées en terrain tendre, ou des gradins substructuraux soutenus à l'aval par des roches dures ⁽²⁾.

III. — Enfin, sur toute la bordure des bassins néogènes, nos auteurs placent systématiquement une faille au contact des dépôts détritiques néogènes et du massif ancien. Quand on examine leurs cartes structurales, on est frappé par la multiplicité des cassures orientées dans toutes les directions et donnant une impression de chaos. Nous reconnaissons volontiers que les failles n'ont pas nécessairement le cours rectiligne uniforme qu'on leur prête souvent. L'exemple de dislocations anciennes, mais où la présence d'une couverture sédimentaire ne laisse aucun doute, comme le champ de fractures de Séverac-le-Château, et aussi de failles récentes, comme celles qui ont affecté en 1915 la Sierra Nevada américaine, montre bien que les rebords des

(1) Mortensen, 112.

(2) J. Blache, 24, 25, 26.

blocs soulevés se décomposent en une multitude d'esquilles aux contours anguleux. Mais, dans l'espèce, les géologues hollandais, en entourant d'un réseau continu de faille les zones affaissées, ont méconnu un trait essentiel de leur structure et de leur relief : la dissymétrie. Les grandes dislocations sont limitées aux versants orientaux et méridionaux, tandis qu'elles ne jouent qu'un rôle subordonné dans les versants occidentaux et septentrionaux.

CHAPITRE PREMIER

LES MASSIFS MONTAGNEUX

Sur les massifs montagneux, deux types de formes sont associés : les hautes surfaces d'érosion, et les formes glaciaires.

A. — *LES HAUTES SURFACES*

ET LEUR DÉFORMATION (1)

La présence de hautes surfaces d'érosion couronnant les massifs des Pyrénées Orientales a été reconnue depuis longtemps. Aucun des trois blocs soulevés de notre région n'en est dépourvu. Le Madrès lui-même, qui a subi une attaque particulièrement vigoureuse de l'érosion récente, à cause de la prédominance des roches schisteuses et du voisinage de la mer, indique bien, par son profil caractéristique de dôme aplati, le haut niveau de 2.400 mètres dans lequel sont taillés les cirques. Dans le massif Puigmal-Canigou (phot. III), deux zones d'aplanissement alternent avec des reliefs plus mouvementés. La première, installée sur les gneiss et le granit, s'étend sur plus de 8 kilomètres entre le Canigou et le pic des Bâtiments : ce sont les immenses pâturages du Pla Guilhem et du Pla de Campmagre (2.450-2.250 mètres). La seconde, plus sensible au rajeunissement du cycle actuel, en raison de son soubassement schisteux, constitue le Pla de Salinas. Au sud-est du Carlitte, enfin, les aplanissements prennent une énorme extension, depuis les lourdes croupes de la frontière d'Andorre, jusqu'au pic d'Aude, grosse bosse gazonnée.

Mais l'impression de planité s'atténue dès qu'on chemine effectivement sur la courbe mouvante des hauts pâturages. L'aspect de surface rigide n'est que rarement réalisé. Il s'agit plutôt d'un ensemble de formes mûres où la différence d'alti-

(1) Cartes au 1 : 80.000 : Feuilles de Prades, l'Hospitalet.

Mapa au 1 : 50.000 : Feuilles de Puigcerda, Mollo, Bellver.

Carte des vallées d'Andorre de M. Chevalier au 1 : 50.000.

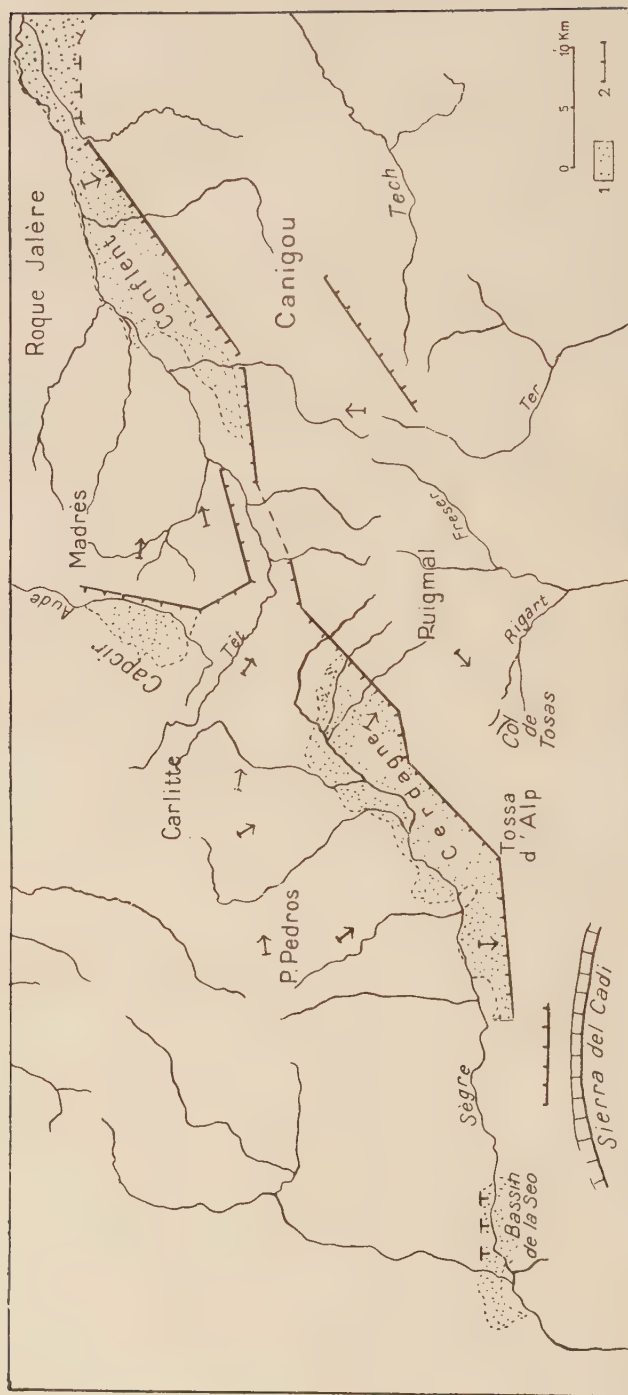


Fig. 2. — Bassins tertiaires et hauts massifs : Carte d'orientation

1. Bassins tertiaires.

2. Principales failles affectant les hauts massifs. — Le trait discontinu à barboles indique les failles probables. — Les flèches indiquent le sens des gauchissements subis par les hautes surfaces d'érosion.

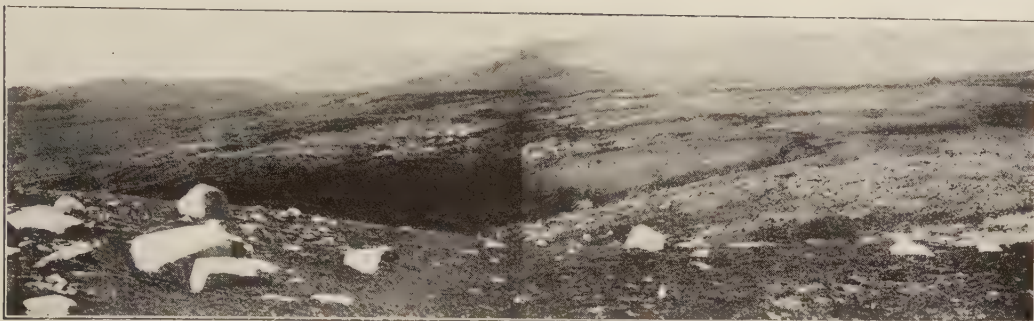


PHOTO I

Haute surface granitique au S.-O. du massif de Carlitte (2400-2250 m.). Vue, vers le S.-O., des pentes de la cote 2712. Au fond, le profil des hautes surfaces de la frontière d'Andorre.

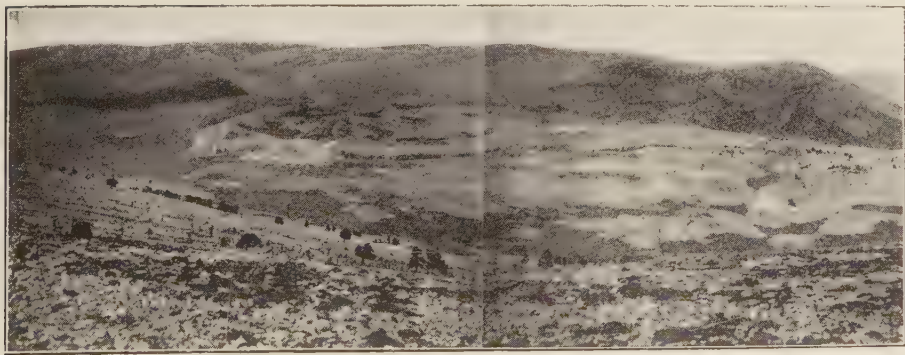


PHOTO II

Haut plateau calcaire de la Sierra de Port del Compte : vu des Morrerres vers le N.-O. Surface structurale de calcaires à Alvéolines. Le bombement du fond est un anticlinal (2350 m.). La dépression centrale (2100 m.), criblée de dolines, correspond à l'axe du synclinal. A droite, on distingue une niche glaciaire, la plus méridionale de toutes les Pyrénées.

tude (fig. 2), entre le point le plus haut et le point le plus bas dépasse 600 mètres. Ceci explique que la vision des anciens paysages reconstitués soit très différente suivant les observateurs.

A.-J. Pannekoek et H. Boissevain distinguent « un niveau des crêtes et un niveau des fonds de cirques », ce dernier se décomposant en quatre aplanissements cycliques, cotés 1.950, 2.020, 2.050, 2.300 mètres.

Le *Niveau des crêtes* est une reconstruction purement théo-

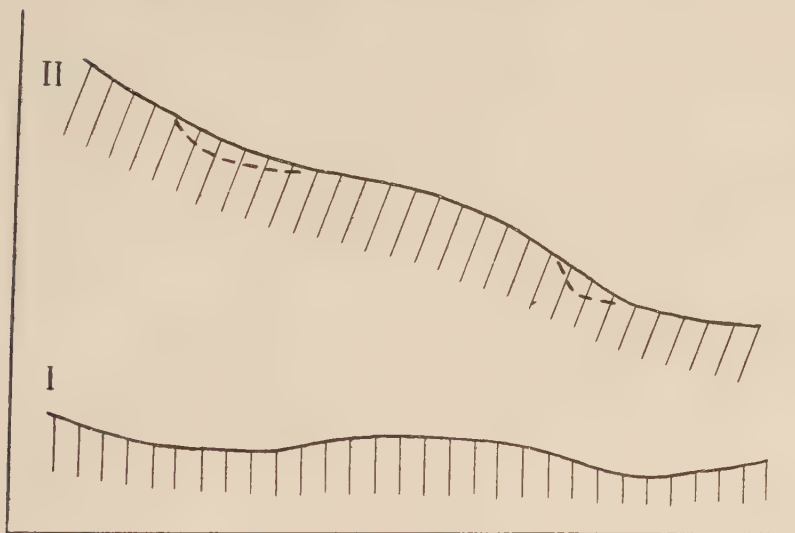


Fig. 3. — Schéma

En I : Formes très mûres.

En II : Elles sont basculées. L'attaque de l'érosion glaciaire (indiquée par le trait discontinu) achève de créer un profil d'escalier qui pourrait donner l'impression qu'on a affaire à deux surfaces d'érosion emboîtées.

rique, plan tangent idéal que les auteurs font passer par quelques cimes très éloignées les unes des autres et parfois complètement isolées (Sierra del Cadi, Tossa d'Alp, Canigou, Pique d'Estats, etc.). L'aspect de « Gipfelflur » n'est réalisé que dans la chaîne frontière hispano-andorrane. Toutes les autres cimes n'ont pas d'autre signification que celle de reliefs résiduels.

Quant aux *Niveaux des fonds de cirques*, il semble imprudent de les classer en fonction de leur altitude absolue et sans tenir compte des déformations possibles qu'ils ont subies ultérieurement. Dans un même massif, les aplanissements ne sont pas

assez rigides pour qu'on puisse distinguer des stades séparés par une distance verticale de 70 mètres ou même 30 mètres. Un ensemble de formes mûres, basculé dans une direction donnée, peut simuler sur certains profils l'aspect d'un escalier, surtout lorsque l'action glaciaire ultérieure a exagéré les contrastes topographiques préexistants (fig. 3), accentuant les pentes raides et perfectionnant les aplanissements. De plus, H. Boissevain, dans la distinction de ses niveaux étagés, utilise des fonds de vallée en auge (comme celui qui porte le lac des Bouillouses), qui ont subi un surcreusement glaciaire très appréciable.

Au contraire, Panzer ⁽¹⁾ donne une grande importance à un gauchissement. Dans les massifs de Campcardos et du Carlitte, il voit trois niveaux étagés et fortement relevés dans la direction de l'ouest. Le plus élevé, conservé seulement dans la région orientale, formerait le socle du Carlitte. En dessous, le niveau moyen correspondrait au plateau principal du sud-est du Carlitte. Partant de 2.000 mètres au-dessus de Font-Romeu, il monterait jusqu'à 2.900 mètres au pic de Campcardos, puis disparaîtrait par suite de l'érosion. Enfin, le niveau inférieur, coté 1.600 mètres à son point de départ au sud de Font-Romeu, s'élèverait à 2.200 mètres au palier tourbeux de Puig-Pedros, puis à 2.800 mètres à la frontière d'Andorre, qui court sur une longue croupe plane frangée de cirques. De même, le versant nord du massif du Puigmal est interprété comme une vaste surface d'érosion gauchie suivant une large courbe convexe et s'enfonçant sous le bassin de Cerdagne (fig. 4).

Cette construction renferme d'abord une difficulté intrinsèque. Analysons de plus près les relations des deux surfaces inférieures du massif Campcardos-Carlitte. A la hauteur de Coma Armada, le niveau moyen se trouve à 2.550-2.600 mètres, et la surface de Puig-Pedros à 2.200 mètres, soit une différence de 400 à 450 mètres. Franchissons le Carol. Le replat appartenant au niveau inférieur, situé au-dessus de Latour-de-Carol, est coté 1.600 mètres à peine, tandis que le niveau moyen s'établit vers 2.200 mètres, donnant une dénivellation de 600 mètres très supérieure à la précédente. Le niveau moyen serait donc moins déformé que le niveau inférieur, ce qui est invraisemblable, étant donné que les niveaux les plus anciens enregistrent la somme totale des mouvements subis par la région. Nous séparons complètement le niveau inférieur (niveau de la Perche) des hautes

(1) W. Panzer, 120.



PHOTO III

Massif Puigmal-Canigou vu, vers l'est, du col de Marranes (2550 m.). Au premier plan, le fond du cirque d'Ull de Ter. Au dernier plan, les hautes surfaces du Pla de Campmagre inclinées vers le N. (2400 m.) et brutalement rajeunies par le Ter qui s'enfonce à droite.



PHOTO IV

Cliché Solé Sabaris.

Formes mûres à la frontière d'Andorre vers 2300 m. ; au fond, esquisse d'un cirque en fauteuil. Au deuxième plan, les lacets de la route du Port d'Envalire.

surfaces d'altitude supérieure à 2.000 mètres. D'autre part, il nous semble imprudent d'asseoir une reconstruction de surface sur le sommet de Puig-Pedros. Celui-ci apparaît comme un dôme résiduel aplati, avec des pentes marginales atteignant 18 %, et rongé par des cirques sur son versant sud : la « Gipfelflur » d'Andorre forme la prolongation normale de ce système.

Il reste cependant que l'ensemble des formes séniles de la rive droite du Carol s'inclinent rapidement vers l'est, et se raccordent avec les formes moins élevées de la rive gauche

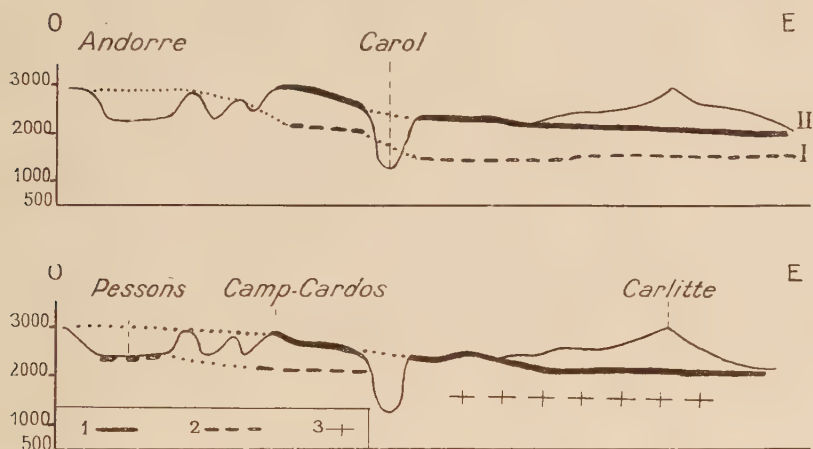


Fig. 4. — Profil schématique des hautes surfaces d'érosion du massif Carlit-Campcardos

En haut, suivant l'hypothèse de W. Panzer.

En bas, suivant l'hypothèse de l'auteur.

1. Niveau principal des hautes surfaces. — 2. Palier de Raset de Puig Pedros. — 3. Niveau de la Perche.

On remarquera les difficultés de raccordement entre le palier de Raset et le niveau de la Perche d'une part, ainsi qu'avec le « Gipfelflur » d'Andorre d'autre part, dans l'hypothèse de W. Panzer.

(fig. 4), attestant un mouvement de bascule auquel le cours du Carol est resté insensible. Les surfaces de la rive gauche offrent un profil assez accidenté : les points les plus hauts se trouvent au-dessus de la vallée de Fontvive, à l'extrémité septentrionale du plateau (2.580-2.600 mètres), qui se termine là par un versant très rapide. Au contraire, le versant méridional s'abaisse très lentement, avec de larges vallonements mûrs (phot. I et IV), et des croupes aplanies à différents niveaux pouvant donner d'abord l'impression d'étagement, mais qui se raccordent entre

elles par des pentes très douces : bref, un paysage qui n'a rien de commun avec celui qu'évoque la carte d'état-major, où sont dessinés des versants en corniche. L'ensemble apparaît donc comme un système de formes mûres basculées vers le sud, dont les talwegs cotent au nord 2.550 mètres, au sud 2.150 mètres. Cette hypothèse explique la dissymétrie du profil; dans la vallée de Fontvive, située à l'ouest du Carlitte, l'attaque du niveau de base ariégeois, inférieur au niveau de base cerdan, ne se fait pas encore sentir; et pourtant, les anciennes surfaces d'érosion ont disparu; c'est leur relèvement vers le nord qui a déclenché l'action plus intense de l'érosion.

Dans la région de l'Angoustrine, les surfaces s'abaissent encore (le point le plus bas appartenant certainement au système peut être coté 1.980 au nord de Font-Romeu). Elles se relèvent ensuite rapidement vers le Carlitte; mais, vers 2.600 mètres, les courbes concaves se substituent aux courbes convexes, et l'ensemble du massif du Carlitte apparaît comme un massif résiduel posé nettement sur la grande surface inférieure. Celle-ci, de part et d'autre de la vallée de la Têt, subit un surbaissement local dû à l'action glaciaire, si bien que le plateau des Lacs cote 2.200 mètres, alors qu'en bordure de la grande dépression du Capcir, il se relève jusqu'à 2.360 mètres, au Roc d'Aude.

Reste à régler le sort du replat de Raset-de-Puig-Pedros. Celui-ci est nettement individualisé par rapport aux surfaces de Campcardos; il représente un cycle ultérieur; sa conservation a été favorisée par des conditions structurales, car il est soutenu à l'aval par une bande de schistes métamorphiqués très durs. Le fond des cirques d'Andorre, à l'altitude moyenne de 2.300 mètres, pourrait se rapporter au même système. Ainsi, dans le massif Campcardos-Carlitte, nous distinguons un ensemble de formes mûres basculées vers l'est et vers le sud, avec des monadnocks à profil concave comme le Carlitte, ou des dômes convexes comme le Campcardos. Plus à l'ouest, en Andorre, l'érosion plus active a transformé la grande surface en « Gipflerflur »; au-dessous de ces crêtes, un cycle plus récent avait inscrit les formes mêmes en creux (replats de Raset-de-Puig-Pedros, cirque des Pessons). Mais, dans la région du Carlitte moins soulevée, les restes de ce cycle ne peuvent se distinguer pratiquement de ceux de la surface principale (fig. 4).

De même, dans le massif de Puigmal, W. Panzer nous semble faire une part trop grande aux déformations : la surface d'érosion du Pla de Salinas descend jusque vers 2.000 mètres environ.

Au delà, les croupes convexes qui lui succèdent sont dues au facile surbaissement dans les schistes : le contact avec la Cerdagne se fait par escarpement de faille (fig. 6).

Ainsi, la solution que nous avait inspirée l'étude du terrain se trouve être intermédiaire entre celle qui a été proposée par Boissevain décrivant un étagement de surfaces horizontales, et celle de W. Panzer qui leur imprime des gauchissements réglés à court rayon de courbure.

B. — *TOPOGRAPHIE GLACIAIRE ET TOPOGRAPHIE PRÉ-GLACIAIRE DANS LES HAUTS MASSIFS*

I. — GÉNÉRALITÉS

A la différence des Pyrénées Centrales, les Pyrénées Orientales présentent une topographie glaciaire discontinue et souvent fragile. Les appareils glaciaires relativement peu puissants se sont cantonnés dans les hauts massifs. Les glaciers les plus longs, ceux du Carlit, arrivaient jusqu'aux gorges d'Usson, dans la vallée de l'Aude, sur le versant nord ; ceux du versant sud poussaient leurs moraines jusqu'au milieu de la Cerdagne. Les hautes vallées rayonnantes du Madrès n'étaient occupées par la glace que sur quelques kilomètres à peine. De même, dans le massif Puigmal-Canigou, la zone affectée par la glaciation présente en général un faible développement où le stade des vallées-cirques est à peine dépassé. Les glaciers du Ter ne descendaient pas jusqu'à Set Casas ; ceux du Fresser n'atteignaient pas Caralp. Cette empreinte glaciaire, comme hésitante, varie de façon très sensible, suivant quatre facteurs : l'exposition, la latitude, la nature des roches, et l'évolution cyclique du relief préglaciaire.

1° L'Exposition.

Dans les massifs méridionaux, l'action glaciaire a été plus énergique sur les versants exposés à l'est, d'où viennent les vents pluvieux.

Dans le massif Puigmal-Canigou, par exemple, les cirques exposés à l'est ont des formes plus nettes, et, dans un même cirque, les parois exposées au nord-est et à l'est montrent un sapement plus frais. Le cordon morainique d'un stade de retrait

en ourle la base : cela signifie que les neiges éternelles sont restées plus longtemps après le maximum glaciaire, et que l'érosion postglaciaire y a été réduite au minimum : par exemple, les pentes du Puigmal sur le Pla des Eugassers sont beaucoup plus raides que celles de la Sierra de l'Embut exposée à l'ouest.

La loi de suralimentation neigeuse, qui produit une dissymétrie inverse, ne semble donc pas avoir joué ⁽¹⁾.

Dans les massifs septentrionaux, l'avantage revient au versant nord-ouest.

2° La Latitude.

L'empreinte glaciaire se cantonne de plus en plus étroitement à la partie supérieure de la montagne, au fur et à mesure qu'on se déplace vers le sud.

Sur le versant nord du massif du Madrès, la présence des moraines terminales a permis à F. Nussbaum ⁽²⁾ de fixer vers 1.800 mètres la limite des neiges éternelles quaternaires. Sur les plateaux est du Carlitte, on retrouve cette limite à 2.100 mètres. Sur le flanc nord du Canigou, elle s'établit vers 2.300 mètres. Sur le versant sud du massif de Puigmal, en l'absence de moraines terminales, nous sommes amenés à considérer la limite des cirques. Un panorama de la chaîne, entre le col de Toses et le Puigmal, montre que le bassin supérieur du ruisseau de Planès est encore affecté par la glaciation ; les dernières traces de sapement sont visibles dans la branche est du ruisseau de Dorria. La partie inférieure de la Sierra de Gora-Blanc et le Pla de Salinas n'ont donc jamais porté de glaciers, ce qui permet de fixer vers 2.350 mètres la limite cherchée. Dans la Sierra del Cadi, aucune forme glaciaire sur le versant sud. Le versant nord porte un petit cirque en « demi-bol » ; pourtant, la Sierra atteint 2.600 mètres. Il est vrai que les surfaces planes sont très réduites. La limite s'abaisse de nouveau dans la Sierra de Port-del-Compte : il y a là une niche orientée à l'est, vers 2.250 mètres d'altitude, et alimentée par des surfaces atteignant 2.380 mètres (phot. II). La Sierra, s'élevant d'un seul jet en bordure des Pyrénées, devait condenser de plus fortes quantités d'humidité que les chaînes internes, à l'époque quaternaire comme aujourd'hui.

(1) Cependant le vent d'ouest apporte assez souvent de la neige. Peut-être, à l'époque quaternaire, le fait était-il encore plus fréquent ; dans ce cas, la loi de suralimentation s'appliquerait, comme en Couserans et en Vicdessos.

(2) F. Nussbaum : 114, 115.



PHOTO V

Vallée-cirque des sources du Freser. Vue prise vers l'O., du col de Marranes.



PHOTO VI

Cirques bien venus, taillés dans les gneiss. A droite, le cirque d'Ull de Ter et le col de Marranes au fond. Au centre, le pic du Gra de Fajol. Vue vers l'O., prise du rebord du Pla de Campmagre (en sens inverse de la photo III).

3° La Nature des Roches.

Son influence est considérable, surtout à la périphérie du domaine glaciaire, particulièrement sur le versant espagnol du massif Puigmal-Canigou. Là, on ne trouve de formes glaciaires bien nettes que dans le gneiss, le granit ou le calcaire : dans les schistes, elles sont comme estompées (phot. VI, VII et X); les cirques ont un aspect d'entonnoir, souvent peu différent de l'entonnoir torrentiel; le fond plat du cirque est d'étendue restreinte; jamais de lacs, et presque jamais de véritable surcreusement. Ces caractères particuliers sont sous la dépendance de trois ordres de phénomènes :

a) Le modèle préglaciaire dans les schistes était plus mou que dans les autres roches. Il comportait des courbes continues sans rupture de pente bien nette.

b) L'action glaciaire réalise facilement le profil d'écoulement optimum dans une roche tendre comme les schistes ; elle développe des profils transversaux paraboliques et des profils longitudinaux réguliers toutes les fois que la roche est suffisamment homogène. Un bel exemple est la vallée bien calibrée de Puig-Peric, dans le massif du Carlitte.

c) Même dans les régions schisteuses ayant subi une forte empreinte glaciaire comme la crête frontière du massif Puigmal-Canigou, le modelé est aujourd'hui assez mou, en raison de l'intensité de la désagrégation mécanique postglaciaire qui s'exerce avec une particulière violence sur les roches feuilletées; les parois raides ont été détruites ou enterrées sous les éboulis.

4° Degré d'évolution cyclique du relief préglaciaire.

Lorsque, indépendamment de la nature des roches, le modelé préglaciaire est mûr, les formes glaciaires sont peu hardies. Sur les surfaces d'érosion, elles sont presque absentes. Elles se cantonnent sur les monadnocks et sur les sections rajeunies des vallées. Toutefois, si le rajeunissement devient trop énergique, il s'avère très difficile de distinguer où s'arrête à l'aval l'érosion glaciaire, lorsqu'on a affaire à des glaciers peu puissants comme ceux des Pyrénées Orientales; les langues de glace engagées dans des vallées étroites et profondes s'amincissent, et leur action décroît progressivement. Comme la pente de la vallée interdit également le dépôt de moraines terminales, on ne sait pas où commence le domaine de l'érosion normale.

Tels sont les principes essentiels que nous vérifierons au cours d'une étude régionale des massifs montagneux. Nous passerons assez rapidement sur les régions déjà décrites (massif du Madrès, versant méridional du massif Carlitte-Campcardos), pour insister davantage sur le massif du Puigmal qui n'a fait encore l'objet d'aucune étude approfondie et dont le versant méridional n'était même pas cartographié au moment où nous l'avons parcouru.

II. — ANALYSE RÉGIONALE

1° Le Massif du Madrès.

La topographie préglaciaire n'est représentée par de hautes surfaces qu'au Planel de la Pelade (2.360 mètres). Vers le nord, elle paraît s'abaisser rapidement en direction de la vallée de l'Aude. Le massif est découpé par un système de vallées rayonnantes dont le profil est en demi-cercle plutôt qu'en U. Celle qui a été le plus vigoureusement affectée par la glaciation est la vallée de Castillane, sur le versant nord. Sur le versant méridional, la vallée de Nohèdes pousse encore sa moraine jusqu'à 950 mètres. Au delà, les versants taillés dans les schistes reprennent un profil convexe.

2° Le Massif Carlitte-Campcardos.

Au contraire, le massif Carlitte-Campcardos a conservé des lambeaux importants de ses hautes surfaces, qui permettent de mieux apprécier l'action glaciaire sur les reliefs antérieurs. Au sud de la crête Pic Carlit-cote 2.586, les surfaces sont basculées vers le sud. Il en résulte que l'érosion les a fait complètement disparaître au nord. Les glaciers ont mordu inégalement sur ce relief dissymétrique. Le versant rajeuni, descendant rapidement vers la vallée glaciaire de Fontvive, est disséqué par des cirques aux parois abruptes. Au contraire, la pente douce qui descend vers la Cerdagne est à peine rongée par de petits cirques « en fauteuil » (phot. IV), au fond plat et sans verrous. A l'est de Col Rouge, cependant, les vallées plus vigoureuses de la Têt et de l'Angoustrine, ayant rajeuni fortement la haute surface, sont devenues des vallées en auge. D'autre part, un système de monadnocks apparaît, auquel appartient le pic Carlit : il a été déchiqueté par des cirques en entonnoir, au profil classique, dont les parois se recourent. Ceux-ci ont fourni une alimentation

glaciaire plus abondante, et les nappes qui s'en échappaient ont pu réaliser une action de rabotage assez sensible sur les hauts plateaux eux-mêmes. Le lambeau de plateau submergé par les glaciers confluants de l'Angoustrine et de la Têt a été modelé en « fjeld » typique, criblé de lacs et portant de petites buttes planes, comme coupées à l'emporte-pièce. De même, au nord de la Têt, la cuvette lacustre de Camporeils, où confluent plusieurs cirques réduisant à une mince arête les reliefs résiduels de Puig-Peric, dérive d'une surface sénile dont les points hauts, ayant échappé à l'érosion glaciaire, se retrouvent au Roc d'Aude (2.360 mètres) et au pic de la Palme (2.475 mètres). En tenant compte des inégalités que devait présenter la surface préglaciaire, cela permet d'évaluer à près d'une centaine de mètres l'épaisseur de la tranche de terrains enlevée par les glaces, dans cette zone de confluence, lieu d'érosion maxima.

C'est un dispositif différent qui prévaut dans le massif de Campcardos, au sud-ouest de la belle vallée glaciaire du Carol. Là, les hautes surfaces n'admettent plus de monadnocks aux flancs raides. Les formes mûres atteignent les points les plus hauts (pic de Campcardos, 2.914 mètres). Il en résulte que l'action glaciaire s'inscrit au-dessous de leur niveau. Les cirques sont vigoureux sur les flancs nord et est du massif, à cause de la proximité du niveau de base du Carol. Sur le versant sud, au contraire, qui aboutit, par des pentes assez douces, à un second niveau de formes planes, moins élevé de 500 mètres, seuls des cirques « en fauteuil » ont pu s'installer.

Vers l'ouest, les hautes surfaces disparaissent définitivement, à l'exception de quelques lanières planes sur la frontière hispano-andorrane. Elles sont remplacées par un système de vastes cirques au fond plat, atteignant 3 kilomètres de diamètre (cirque del Pessons, 2.350 mètres ; cirque d'Envalire, etc.). On peut se demander s'ils ne résultent pas de l'aménagement d'un confluent de vallées mûres épargnées par l'érosion régressive. L'étude de la cuvette lacustre de Camporeils, qui dérive manifestement des plateaux du Carlitte, nous a préparés à admettre cette hypothèse parce qu'elle présente la forme de golfe intermédiaire entre la surface sénile préglaciaire et le cirque complètement fermé. Cependant, il ne faudra pas faire, dans l'analyse cyclique, un usage imprudent des fonds de cirques ; ne pourront être utilisés que les cirques à fond plat très large, et se groupant à des altitudes équivalentes. En aucun cas, on ne saurait considérer cette altitude absolue comme représentant celle du talweg mûr préglaciaire.

Ces réserves faites, nous considérerons volontiers le système des fonds de cirques de l'Andorre orientale, comme représentant la prolongation du niveau cyclique de Raset de Puig Pedros, dont les fonds de vallées se trouvaient sans doute vers 2.500 mètres.

La glaciation a introduit des perturbations graves dans le tracé du réseau de la Têt et de l'Angoustrine. Il est évident que l'Angoustrine actuelle avait autrefois sa tête de vallée dans les Bouillouses et le Ruisseau de la Grave. Le glacier qui l'occupait a difflué par dessus le seuil du lac de Pradeilles, façonnant un beau verrou à crans multiples. Lorsque la phase de recul a commencé, la vallée principale a été barrée par une moraine, et l'eau s'est déversée par le seuil de diffuence. Il est possible que le seuil préglaciaire ait été un très ancien col de capture ; l'Angoustrine, étant avantagée par rapport à la Têt au moment où la Cerdagne s'est effondrée, a pu la décapiter et s'approprier le Ruisseau de la Grave. Mais ceci est une simple supposition, et nous n'avons aucune preuve que la Têt actuelle reproduise le tracé d'une Têt pontienne ou pliocène.

Quant à la vallée supérieure de l'Aude, parallèle à la Têt, elle paraît d'origine récente ; elle s'est installée dans une rainure latérale creusée par le puissant glacier de la Têt.

3° Le Massif Puigmal-Canigou.

Le massif Puigmal-Canigou comprend quatre sections distinctes :

a) L'extrémité sud-ouest, où l'érosion récente effrange en longues croupes les hautes surfaces du Pla de Salinas.

b) La partie centrale, qui va du Puigmal (2.909 mètres) au pic des Bâtiments, et où les formes glaciaires dominent le paysage.

c) Les blocs des hautes surfaces de Pla Guilhem (2.200-2.400 mètres).

d) Le massif du Canigou, où la jeunesse et la vigueur de l'érosion normale éclipsent le modelé glaciaire.

Le type de relief correspondant à chaque section est déterminé en grande partie par la nature des roches composantes.

L'extrémité sud-ouest est taillée dans une masse homogène de schistes moyennement métamorphiques.

La partie centrale présente une structure variée. Les schistes siluriens, des bandes étroites de calcaires dévoniens et des noyaux gneissiques y sont alignés d'abord suivant la direction ONO-ESE,



PHOTO VII

Type de cirque creusé dans les schistes et encombré d'éboulis. Au fond, les deux pics de la Vache. Vue prise, vers l'O., de la crête frontière.



PHOTO VIII

Le massif du Puigmal, vu vers l'O. Au delà de la vallée surcreusée du torrent de Nuria, remarquer les niches et vallées suspendues développées sur le massif du Puigmal dans les gneiss et les calcaires. De part et d'autre de la vallée surcreusée, des pentes plus douces s'inclinent jusqu'à 2200 m.

puis prennent une orientation presque varisque. Le noyau de gneiss principal forme presque tout le versant septentrional. Contrairement aux indications de toutes les cartes géologiques existantes, il déborde même sur le versant méridional, jusque dans les hautes vallées du Ter et du Freser; plus au sud encore, un noyau secondaire apparaît au confluent de ces deux artères maîtresses. Il semble affecté à la fois par les directions varisque et armoricaine.

Le bloc des hautes surfaces du Pla Guilhem correspond à une masse homogène granito-gneissique.

Quant au massif du Canigou, il est en général formé de roches dures, granit, gneiss ou leptynites, dont les relations réciproques n'ont aucune influence sur le modelé.

a) L'EXTRÉMITÉ SUD-OUEST

Le plateau de Salinas n'a pas été recouvert par les glaciers. Les vallées qui l'entaillent présentent toutes un profil normal. La notation a¹ b gl, que la carte géologique ⁽¹⁾ attribue aux cailloutis remplissant le bassin de la Molina, n'est pas justifiée : il s'agit d'une couverture d'éboulis.

b) ENTRE LE PUIGMAL ET LE PIC DES BATIMENTS :

LES HAUTES VALLÉES DU FRESER ET DU TER

Les formes glaciaires sont très nettes sur le versant septentrional taillé tout entier dans les gneiss. Au contraire, elles sont discontinues sur le versant méridional, où la variété des roches et les restes d'une topographie pré-glaciaire bien différenciée servent de réactifs dans l'étude de l'action glaciaire. Nous analyserons successivement le réseau du Freser et celui du Ter.

1. *Le Freser.* — La rivière se divise en deux branches symétriques : la vallée du Nuria et le Haut-Freser proprement dit. Toutes deux traversent un massif de gneiss auquel succède, vers l'amont, une alternance de schistes et de calcaires. Le long de ces hautes vallées, l'influence glaciaire est, pour ainsi dire, discontinue dans le relief ; elle ne se marque qu'aux endroits les plus favorables, dans les roches les plus résistantes, et elle souligne les principales ruptures de pente pré-glaciaires.

(1) Feuille de Prades.

La haute vallée du Freser (phot. V), orientée E.-O. comme les plis, est creusée au contact d'une bande calcaire et des gneiss : c'est une « vallée-cirque », assez évasée, au fond encombré d'éboulis et de moraines. Le profil longitudinal est très incliné (2.500-2.350 mètres) ; à l'extrémité aval, une rupture de pente, mais pas de verrou ; la vallée tourne à angle droit, tout en conservant un profil très évasé. Sur le versant exposé à l'est, on voit des niches glaciaires nettes (2.450 mètres), dont la formation est favorisée par la présence d'un replat auquel elles aboutissent. Au contraire, la chaîne nord-sud, qui va du Gras de Fajol au col de Fontelleterra, a un modelé normal sur son versant occidental. La vallée s'élargit dans la Plana de Vaca (2.050 mètres) (phot. X) : c'est un bassin de surcreusement où la rivière divague, établi au contact de roches différentes : le gneiss à l'est, les schistes au centre, et les calcaires au nord-ouest. Il correspond évidemment à une rupture de pente structurale préglaciaire. Le surcreusement est bien net au débouché de la Coma de Vaca, qui est suspendue d'une cinquantaine de mètres au-dessus du bassin (phot. IX). L'érosion régressive qui entame le gradin de confluence a, d'ailleurs, beaucoup reculé le long de la Coma de Vaca, une belle vallée glaciaire aux flancs toujours très évasés et à la pente longitudinale assez faible (2.350-2.150 mètres). Au delà d'un verrou façonné dans les gneiss, commencent les gorges du Freser, où la rivière dégringole de 2.050 mètres à 1.150 mètres en 6 kilomètres. Il est impossible de dire jusqu'où le glacier est descendu ; en tout cas, son action a dû être très faible dans ce qui était déjà un sillon préglaciaire étroit et profond.

L'autre branche est formée par trois vallées qui convergent vers la dépression de Nuria, surcreusée au contact des gneiss, des schistes et des calcaires (1.900 mètres) ; cette dépression est encore plus dissymétrique que celle de la Coma de Vaca ; les flancs ouest et nord conservent l'empreinte du sapement glaciaire, tandis que le versant oriental schisteux monte par des pelouses adoucies. Remontons l'affluent de gauche, celui du col de Fenestrelles ; l'empreinte glaciaire semble évanouie ; puis, un gradin de 250 mètres mène à deux larges entonnoirs suspendus. Celui du sud est le Pla des Eugassers (2.450-2.350 mètres), creusé au contact des calcaires dévoniens et des schistes. Les formes générales de ce cirque mal venu, entouré par la Sierra de l'Embut, le Pic de Sègre et le Puigmal, sont très molles ; le torrent entaille une large terrasse, formée, tantôt de cailloutis, tantôt de roches en place. A l'aval, la rivière se perd dans les calcaires, et le torrent

réapparaît au pied du gradin. Il faut noter qu'un replat à 2.350 mètres prolonge le fond du Pla des Eugassers. L'autre vallée monte au col de Fenestrelles (phot. X); la rupture de pente est bien dessinée, et le ruisseau tombe en cascade; il y a même une ébauche de verrou; mais les parois schisteux du cirque sont extrêmement molles, et rien ne les distingue d'un entonnoir torrentiel ordinaire. Les autres affluents du bassin de Nuria ont des caractères analogues; la marque glaciaire disparaît dans leur cours inférieur, et leurs têtes s'élargissent en longs cirques évasés au fond plat couvert de pelouses. Tous aboutissent à un balcon de replats installés aux confluent vers 2.350-2.400 mètres.

Le bassin de Nuria est fermé à l'aval par un verrou de gneiss; une gorge étroite lui succède, homologue de celle du Freser et où s'accroche le chemin de fer à crémaillère de Nuria. Sur le versant droit, de petites vallées suspendues se terminent en niches dans la Sierra de l'Embut. Mais, en raison de l'étroitesse de la vallée, il semble bien qu'il faille attribuer la rupture de pente à l'énergie du creusement fluvial (préglaciaire et récent) vertical, plutôt qu'à l'action du sapement et de l'approfondissement glaciaire. Au dessus de la gorge, des pentes plus douces permettent de reconstituer un profil d'ancienne vallée vers 2.050 mètres, qui prolonge peut-être les replats d'amont (phot. VII).

En résumé, on distingue trois types de relief dans le réseau du Freser :

1° La haute vallée — cirque aux flancs évasés, à la pente longitudinale rapide, au fond encombré d'éboulis entaillés d'une trentaine de mètres par le torrent; à l'extrémité, pas de verrou. On peut prendre, comme type, le Pla des Eugassers.

2° Le bassin de surcreusement, au contact de roches différentes (bassin de Nuria, Pla de la Vaca), verrouillé à l'aval.

3° La gorge dans les gneiss, où on ne peut plus distinguer clairement l'action glaciaire des actions fluviales qui l'ont précédée et suivie.

Si nous essayons de reconstituer le relief pré-glaciaire, nous évoquons, dans le haut massif schisteux, un système de vallées assez larges, se groupant parfois en deux étages, leur profil longitudinal étant relativement peu tendu (2.500-2.000 mètres). Cette topographie est évidemment en rapport avec la nature de la roche: on peut y voir également le commencement de la dissection d'un système de vallées mûres, homologues des hautes surfaces du

Campmagre. Tout cela est suspendu au-dessus de gorges creusées dans les gneiss et par lesquelles le rajeunissement essaie de remonter jusqu'au système topographique plus mou développé dans les schistes.

2. *La haute vallée du Ter.* — Elle naît dans le grand cirque à gradins d'Ull de Ter (phot. III et VI). Le palier supérieur, le plus vaste, est à 2.390 mètres. Un second étage est marqué par deux cirques plus petits, vers 2.100 mètres. Puis, commence une belle vallée en auge, aux flancs boisés, qui descend rapidement (phot. VI). Le sapement glaciaire est incontestable encore au confluent avec la Coma de l'Orri, dont le profil en U est aussi remarquable. Là, la vallée est remblayée par une terrasse issue de restes morainiques s'accrochant vers 1.750 mètres en amont. Mais ces moraines ne représentent qu'un stade de retrait : le glacier est descendu au moins jusqu'à 1.600 mètres. Il est impossible de fixer la limite de son action ; c'est insensiblement que l'on passe à une vallée fluviale normale sinueuse et aux flancs plus abrupts.

L'originalité de la vallée du Ter apparaît tout de suite ; nulle part, l'empreinte glaciaire n'est aussi fortement gravée ; nulle part, le glacier n'est descendu aussi bas vers le sud. On peut en trouver des raisons climatiques et géologiques : le gneiss a évidemment favorisé le développement et la conservation des formes abruptes de sapement glaciaire. D'autre part, l'existence de hautes surfaces à 2.400-2.450 mètres a fourni une alimentation abondante ; le rajeunissement de ces surfaces d'érosion, en provoquant de nombreuses ruptures de pente, a été une condition non moins importante, comme le montre la comparaison avec le versant français, où l'action glaciaire est imperceptible. Enfin, nous entrons maintenant dans la région où le vent du sud-est peut seul apporter la neige ; et l'exposition du massif devait le faire bénéficier de précipitations abondantes.

Il peut être intéressant de reconstituer le relief préglaciaire, car nous sommes à la limite ouest des hautes surfaces ; à la Portelle de Mantet, celle-ci se termine vers 2.400 mètres. Mais il semble bien qu'un relief mûr se prolonge plus à l'ouest. Ce sont les formes très amples du col de la Marrana (2.500 mètres). Du Puig des Bâtiments, on domine une série de croupes planes, rongées de cirques, vers 2.600 mètres. Le cirque d'Ull de Ter se serait installé dans une large tête de ravin commençant à rajeunir l'ancien système et limitée à l'aval par une rupture de



PHOTO IX

Bassin de surcreusement glaciaire de la Coma de Vaca. Vue prise, vers le N., du verrou qui la limite.



PHOTO X

Type de cirque taillé dans les schistes à l'O. de Nuria. Profil dissymétrique, conformément au pendage. Cascade à l'aval, correspondant à des calcaires. Faiblesse de l'action glaciaire.

pente. La valeur du creusement vertical glaciaire oscillerait ainsi entre 50 et 150 mètres au plus. Voilà un cas où un large cirque dérive presque directement d'une vallée mûre préglaciaire (phot. III).

c) LES HAUTES SURFACES DU PLA GUILHEM ET DU PLA DE CAMPAGRE

Elles offrent un relief dissymétrique analogue à celui des plateaux au sud-ouest du Carlitte. Vers le nord, elles s'abaissent lentement de 2.400 à 2.200 mètres ; aussi, sur ces formes molles, l'empreinte glaciaire est-elle insignifiante (phot. 3). Au contraire, le versant sud, fortement disséqué (il s'agit sans doute d'un escarpement de failles, et le niveau de base de la profonde vallée du Ter est tout proche), est échancré de cirques vigoureux en « demi-bol », depuis Rocas-Blancas jusqu'à Costabonne.

d) LE MASSIF DU CANIGOU

Les hautes vallées rayonnant autour du Canigou et du Pic des Sept-Vents présentent toutes un profil évasé, avec plusieurs moraines de retrait, qui montrent que les glaciers sont descendus jusque vers 1.600-1.700 mètres. Mais les parois ainsi taillées sont moins impressionnantes que les crêtes de recoupement déterminées par le rajeunissement de l'érosion normale.

CONCLUSION

Les observations précédentes permettent de définir systématiquement un certain nombre de cas-types où le modelé glaciaire résulte seulement de l'exagération des contrastes de la topographie pré-glaciaire. Il suffira d'appliquer, chaque fois, les lois posées en 1911 par E. de Martonne ⁽¹⁾ et qui font, de l'épaisseur et de l'adhérence du glacier, les facteurs essentiels de l'érosion (fig. 5).

1° Le glacier recouvre une vallée mûre encadrée de reliefs résiduels assez abrupts et débouchant sur une plateforme. Dans ce cas, la variation d'épaisseur du glacier adossé à la paroi des monadnocks sera assez considérable pour déterminer une morsure profonde du cirque et même l'ébauche d'un verrou (cas de la cuvette de Camporeils (fig. 5, n° I).

2° Le glacier est appliqué sur les flancs d'une pente mûre

(1) Emm. de Martonne, 72.

aboutissant à une plateforme d'érosion. Dans ce cas, la variation d'épaisseur de la glace est très faible : son enfoncement vertical

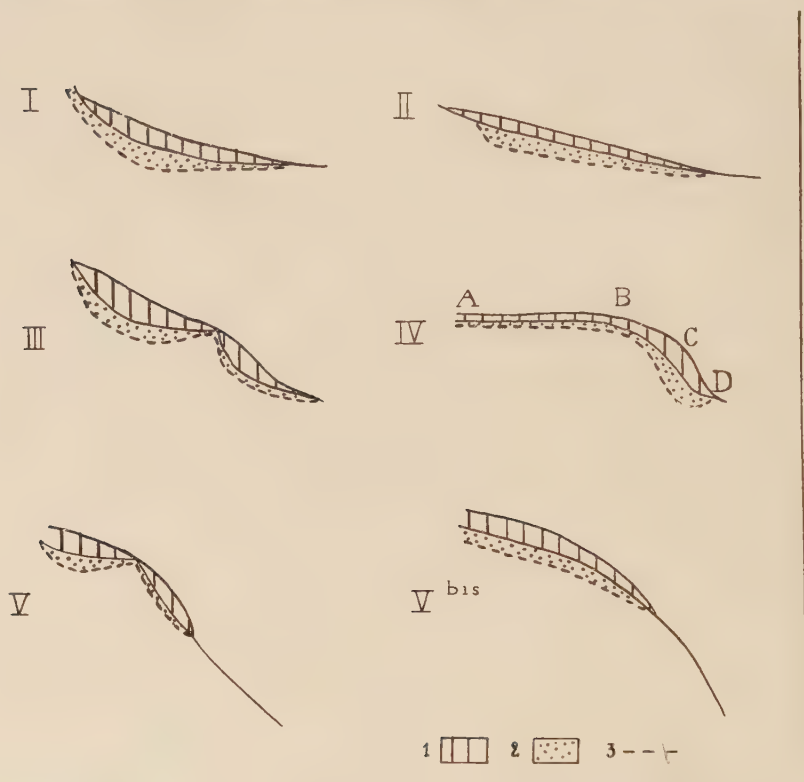


Fig. 5. — Schéma montrant les résultats de l'action glacière en fonction du relief préglaciaire

1. Masse de glace : la ligne inférieure représente le profil préglaciaire.
2. Matériel enlevé par l'érosion glacière.
3. Profil postglaciaire.

En I : formation d'un cirque bien marqué mais sans verrou. En II : formation d'un cirque « en fauteuil » sans verrou. En III : formation d'un cirque à verrou. En IV : vallée en auge et verrou à l'aval seulement, forme fluviale normale à l'amont. En V : passage progressif des formes glaciaires aux formes normales. En V bis : même cas, mais sans formation de verrou médian.

est donc uniforme et modéré. L'action thermique du gel et du dégel, au fond de la rimaye, sur les trois parois, détermine de petites corniches ⁽¹⁾ Le résultat est un cirque en fauteuil sans

(1) Type de cirque défini par A. Allix, 2.

verrou, au profil longitudinal assez tendu (cirques du versant sud du Campcardos, du versant sud de la Tour Rouge, etc.). Tel est le produit de l'érosion glaciaire non dirigée. Toutes proportions gardées, ce type de cirque est absolument homologue de celui des niches de nivation, dont plusieurs sont encore actives et où l'érosion thermique est la seule force. C'est elle qui explique également que les cirques en question aient parfois un profil bombé au centre. Si la pente préglaciaire devient plus forte, tout en restant uniforme, on passe au « cirque de van » ⁽¹⁾.

3° Le glacier descend jusque dans la section rajeunie d'une vallée mûre dominée par des reliefs résiduels assez abrupts (n° III). Les variations d'épaisseur du glacier sont considérables : celle-ci présente son minimum à la rupture de pente. Conformément à la théorie classique, ce sera le lieu de la formation du verrou qui barrera un beau cirque à fond plat (cas du cirque d'Ull de Ter).

Ces trois propositions sont pleinement vérifiées par les observations de Sittig ⁽²⁾, dans les Vosges, qui fournit des échantillons réels correspondant à chaque schéma.

4° Au contraire, si le rajeunissement se fait progressivement sans rupture de pente, il n'y aura pas de verrou. C'est un cas fréquemment réalisé quand la vallée prend sa source sur le plateau. En A-B, le glacier de plateau est mince et n'exerce qu'une faible action. Entre B et C, son épaisseur augmente progressivement, mais la pente trop forte diminue l'adhérence. Le creusement vertical glaciaire s'accroîtra progressivement. Enfin, de C en D, l'épaisseur et l'adhérence seront maxima ; alors seulement apparaîtra le profil en auge. Ce cas est celui du ruisseau de Dorres. H. Louis ⁽³⁾ l'a rencontré à plusieurs reprises sur les hautes surfaces des Rhodopes (n° IV).

5° Si une vallée importante voit sa pente s'accélérer sur une grande longueur, et si le glacier n'atteint pas la base de cette section très inclinée, faute d'alimentation, la vallée en auge passera progressivement aux formes fluviales normales, à la condition que l'accentuation de la pente soit également progressive ; on ne pourra pas déterminer avec précision sa limite inférieure. C'est le cas du Ter. Si l'accentuation de pente est brusque,

(1) Type de cirque défini par A. Allix, 2.

(2) C. Sittig, 135.

(3) H. Louis, 65.

on aura un verrou et une section inférieure où le modelé glaciaire s'abâtardira, sans qu'on puisse davantage lui assigner un domaine précis. Cela résulte de la diminution excessive de l'adhérence et de la section du glacier dans la gorge. Ainsi s'expliquent les vallées du Freser et de Nuria (V et V bis de la fig. 5).

Réciproquement, quand on cherchera à déterminer les points extrêmes atteints par la glaciation et la limite des neiges éternelles correspondante, en se basant sur le profil transversal des vallées, il faudra vérifier préalablement si le profil supérieur supposé glaciaire a une pente moyenne aussi forte que celle de la section aval supposée fluvatile. Dans le cas contraire, l'étroitesse de la section aval ne signifiera pas nécessairement que le glacier n'y a pas pénétré.

Les cinq ou six cas schématiques que nous venons de présenter se trouvent reproduits à des centaines d'exemplaires dans la grande famille morphologique des massifs anciens et des montagnes de type carpathique. Sous une forme plus ou moins consciente, tous les géographes familiers de ces régions ont eu le sentiment que le relief préglaciaire commande les modalités de l'érosion glaciaire (sauf peut-être l'école américaine, soucieuse d'enfermer chaque mode d'érosion dans un cycle autonome, et pourtant les cartes et les photographies qui nous viennent d'Outre-Atlantique semblent bien confirmer la communauté d'origine des formes glaciaires d'une Sierra Nevada et des Pyrénées ou des Carpathes).

On sait que les Alpes ont inspiré une doctrine¹ différente à une école géographique qui assoit sa conviction sur une liste déjà longue de brillants travaux, et sur son expérience de la glaciation actuelle. Dans les travaux de A. Allix, en particulier, s'affirme une tendance très nette à réduire le rôle différentiateur du relief préglaciaire. Nombre d'accidents topographiques, contre-pentes, épaulements, sont rapportés à l'emboîtement de stades glaciaires, plutôt qu'à l'accentuation de contrastes antérieurs par une seule glaciation. D'autre part, on incline à considérer comme l'agent essentiel de l'érosion glaciaire, la corrosion thermique produite par les alternances du gel et du dégel dans le fossé de rimaye et au fond des crevasses, et non le frottement de la masse en mouvement⁽¹⁾.

Nos observations ne nous permettent pas de prendre posi-

(1) A. Allix, 1.

tion quant au premier point. Les Pyrénées sont trop pauvres en traces d'une activité glaciaire polystadiaire pour apporter des éléments utiles à la discussion. En revanche on nous permettra de signaler quelques difficultés que soulève l'application de la théorie de la corrosion. Suivant celle-ci, le lieu de l'érosion maxima coïncide avec les zones de crevasses, c'est-à-dire qu'elle devrait se localiser au voisinage des pentes où l'adhérence est minima, donc au bas des verrous. Or, les profils longitudinaux des bassins et des fjords montrent que le surcreusement atteint sa plus grande valeur dans leur moitié aval. Peut-être, l'auteur a-t-il prévu cette objection, lorsqu'il esquisse une explication des contrepentes par la morsure du glacier dont l'extrémité s'enfonce sur place au cours d'un stade de décrue (p. 127). Mais l'épreuve des courtes vallées glaciaires des Pyrénées-Orientales n'est guère favorable à cette conception. Dans un bassin terminal, le surcreusement est net si le profil préglaciaire est concave (par exemple le bassin de la Têt, en amont de Mont-Louis, dont le profil originel aboutissait au niveau de la Perche). Au contraire, si le profil originel est convexe (cas du Freser), il devient impossible de distinguer où s'arrêtent le creusement et le sapement glaciaires. Ces résultats sont conformes à ce qu'on peut attendre d'une érosion glaciaire où la pression est l'agent essentiel. En revanche, ils sont exactement opposés à ceux que devrait produire la corrosion sous-glaciaire. En effet, dans le premier cas, le crevassement est très faible, tandis qu'il atteint sa plus grande valeur dans le second cas.

Ainsi sommes-nous conduits à attribuer au frottement de la glace un rôle prépondérant dans la création des verrous et des contrepentes. La corrosion thermique intervient sans doute; sans elle on ne pourrait expliquer les parois raides situées à l'amont des cirques; de même, elle doit être responsable du façonnement de détail du verrou, en particulier des fragments de muraille rigide qui le limitent à l'aval. Mais il nous paraît difficile de lui attribuer l'essentiel du modelé glaciaire aux dépens de la friction « incapable de donner à la roche autre chose que le poli traditionnel ».

Plus généralement, on peut se demander si les massifs du type pyrénéen, ayant conservé des restes étendus de la topographie préglaciaire, ne se prêtent pas mieux à la détermination du rôle exact de l'érosion glaciaire, que les Alpes, où une telle topographie a en grande partie disparu. Comment évaluer la transformation d'un paysage, si l'on affirme ne pouvoir reconstituer

le paysage initial? N'est-ce point prétendre effectuer une sous-traction dont on ne connaît qu'un des termes?

LE PROBLÈME DES PÉRIODES GLACIAIRES

Les cartes géologiques de Prades et de l'Hospitalet distinguent au moins trois périodes glaciaires, en s'appuyant sur les travaux de O. Mengel ⁽¹⁾.

Celui-ci a fait entrer les glaciations dans sa chronologie complexe du pliocène et du quaternaire. La glaciation la plus ancienne, dont la carte géologique ne montre d'ailleurs pas de traces, serait contemporaine de la ligne de rivage de 280 mètres. Ensuite, viennent les moraines de Villefranche-du-Conflent et des hauts plateaux, notées a¹ a gl. Sous le symbole a¹ b gl, sont réunies des formations très diverses, comme la belle moraine en fer à cheval de Mont-Louis ou les cailloutis de Col Rigat sur le plateau de la Perche. La teinte a¹ c gl correspond à des stades de retrait plutôt qu'à une glaciation indépendante.

Nos observations nous ont montré que l'extension des glaciations anciennes avait été fort exagérée. A une exception près, nous avons pu rapporter tous les dépôts à une seule avancée glaciaire, celle qui a laissé des formes si fraîches dans toutes les grandes vallées.

1. Versant méridional de la Cerdagne.

La notation glaciaire portée sur la partie supérieure de tous les cailloutis de piedmont n'est pas justifiée. D'une part, les vallées affluentes ont un profil parfaitement normal aux versants convexes; les vastes surfaces du Pla de Salinas n'ont jamais été recouvertes par les neiges éternelles. Le Puigmal a porté quelques glaciers, mais qui ne sont pas descendus en dessous de 1.800 mètres; la barre qui ferme la vallée de Llo est une lame d'auréole métamorphique entourant une intrusion de granit que l'érosion différentielle a dégagée en déblayant à l'amont les schistes ordoviciens, donnant un curieux type de pseudo-verrou. Quant à la vallée d'Eyne, son profil en auge est loin d'être aussi net que l'affirme F. Nussbaum ⁽²⁾; nous n'y trouvons de fond plat qu'à l'amont. Cependant, il n'est pas invraisemblable de supposer

(1) O. Mengel, 77, 93, 97, etc.

(2) F. Nussbaum, 114.

qu'une petite langue ait pu se glisser jusque vers 1.700 mètres, où quelques lambeaux ont un aspect morainique.

D'autre part, l'examen des dépôts aboutit aux mêmes conclusions. Aux environs d'Osséja, des cailloutis peu puissants surmontent en discordance les conglomérats inclinés ; le matériel en est grossier et peu roulé, mais cela s'explique suffisamment par la proximité de la montagne et la faible importance des torrents. Il est bizarre de retrouver une notation glaciaire sur les fragments d'un cône disséqué : on ressuscite ainsi la « moraine d'Err » des très vieux auteurs. La tranchée du chemin de fer électrique montre sa constitution réelle : ce sont des couches de cailloutis, grossièrement stratifiés, alternativement fins et roulés ou grossiers et anguleux. Le sommet des cailloutis de Saillagouse, attribué à la première glaciation, ne se distingue pas de la base ; nous n'avons pas rencontré ces bancs de cailloux striés dont parle O. Mengel ⁽¹⁾ ; leur conservation est fort problématique, en raison de la rubéfaction avancée du matériel. Aux dépôts de Col Rigat, les mêmes remarques s'appliquent.

2. Les dépôts du massif Madrès-Pic de la Tausse.

La haute vallée de la Quillane est soulignée sur la carte par une large traînée de glaciaire. Mais, la révision de tous les affleurements visibles ne nous a pas montré autre chose que du granit en place, fortement décomposé. La traînée en question continue vers le sud-est, en passant sur le massif du Pic de la Tausse. Là, elle est formée d'un mélange de cailloutis schisteux de petite taille ; or, ces éléments schisteux métamorphiques sont autochtones. La masse du granit est criblée d'enclaves schisteuses qui montent jusqu'au Pic de la Tausse, et dont la plupart n'ont que quelques mètres carrés de superficie. Peut-on voir un reste de moraines dans ces cailloutis glissant lentement sur une pente modérée ?

Le matériel que l'on trouve dans les vallées de Ransa et de Caudiès-Mont-Louis se compose seulement d'arènes et de blocs granitiques ; les blocs de minerai de fer de Ransa ne s'écartent jamais de plus de 300 mètres du filon originel. Il est vrai que l'aspect de ces vallées pourrait suggérer un façonnement glaciaire ; tandis que les cours inférieurs sont profondément encaissés, les hautes vallées ont un profil très évasé ; la pente longitudinale est rapide, mais se décompose en paliers où la rivière coule lentement et qui sont séparés par des gradins de quelques dizaines de

(1) O. Mengel, 97.

mètres, sciés comme des verrous. Caudiès-Mont-Louis est bâti sur une de ces barres et domine un petit bassin absolument horizontal. Mais où placer les régions d'alimentation? Sur les sommets arrondis, aucune trace de cirque; et, d'ailleurs une glaciation locale supposerait une limite des neiges inférieure à 1.700 mètres. On pourrait imaginer des glaciers descendant du Carlitte et franchissant le col de Creus : mais, alors, on devrait trouver du matériel allogène. Dans l'ensemble de ces hautes croupes herbeuses, nous préférons voir des restes d'un cycle mûr, qui serait conservé seulement sur le granit. Au delà, commence l'action du cycle actuel, sur les pentes schisteuses effroyablement ravinées; l'allure générale en gradins pourrait s'expliquer par le modelé spécial aux régions granitiques. Chaque vallée consiste en une juxtaposition de cuvettes, dont, après avoir rassemblé ses affluents, le torrent scie le bord; en raison de sa force accrue, il débouche dans une deuxième cuvette plus profonde, et ainsi de suite. Le creusement linéaire est extrêmement lent; malgré la pente longitudinale d'ensemble, les versants se désagrègent et glissent en comblant le lit du torrent : d'où le profil évasé jusqu'à la tête du vallon. Ainsi pouvons-nous éviter l'hypothèse d'une glaciation locale.

3. Les dépôts glaciaires du Carlitte Oriental.

1° L'ensemble des moraines de Mont-Louis, au débouché de la vallée de la Têt, forme une association cohérente, au point de vue topographique et pétrographique. On ne voit pas les raisons qui ont conduit les auteurs de la carte à y distinguer l'apport de trois glaciations. Les dépôts externes marqués a¹ a gl n'apparaissent pas plus décomposés que les dépôts centraux; à l'intérieur de chaque affleurement, on retrouve des blocs à tous les degrés de décomposition, ce qui est normal.

La topographie en rides successives s'atténue lorsqu'on marche vers le nord pour rejoindre le glacier de l'Aude; il y a là un système de bourrelets entrecroisés, avec dépressions fermées, autant que la couverture forestière permet d'en juger. Il ne faut pas nécessairement y voir la destruction d'une topographie d'accumulation plus ancienne. La glace devait être, dans cette région de cols, beaucoup plus mince, et sa vitesse très réduite, par suite de l'allure du sous-sol, qui remonte légèrement vers l'est (1). Au contact avec les glaciers de l'Aude, on doit s'attendre à ce

(1) Peut-être même, s'est-il produit une stagnation de type alaskien.

que les courants aient eu une direction variable : d'où l'indécision de la topographie morainique, qui est, en dernière analyse, déterminée par l'allure plane du relief préglaciaire.

2° Les dépôts des plateaux appartiennent à la même glaciation que les moraines de Mont-Louis ; en particulier, les éléments détritiques indiqués au nord du Pic des Mauroux, constitués d'un mélange de granit et de schistes anguleux. Le dépôt ne devient épais que vers 1.900 mètres, dans la Coume de Mallet. On retrouve un placage sur le bord d'auge de l'Angoustrine : il s'agit évidemment d'une mince langue de diffluence provenant du glacier de l'Angoustrine et traversant le plateau.

Dans la vallée inférieure du Carol seulement, nous trouvons les traces probables d'une glaciation plus ancienne. Sur les flancs du Puig de Saneja, une formation très grossière, comprenant des blocs énormes, recouvre un dépôt alluvial correspondant à la terrasse de Puigcerda. Elle domine très nettement la belle moraine latérale récente de la rive droite.

A cette exception près (le problème des moraines du Conflent sera examiné plus loin), tous les dépôts morainiques paraissent justifiables d'une seule glaciation : celle qui a façonné les vallées glaciaires typiques du Carol et de l'Angoustrine, pousse en avant tout un système de moraines frontales : jusqu'à 1.150 mètres près de la Tour de Carol, 1.600 mètres au-dessus de Mont-Louis, 1.450 mètres dans le Capcir, où elles se relient par des cônes de transition à des terrasses de 35 mètres de hauteur relative, supérieure à celle des terrasses du Carol. Cette différence s'explique sans doute par une marche plus active de l'érosion régressive dans la vallée de l'Aude, en raison de la proximité du niveau de base.

CHAPITRE II

LES BASSINS

LA CERDAGNE

La Cerdagne est le plus étendu et le mieux individualisé des bassins tertiaires intra-pyrénéens : depuis Saillagouse jusqu'à Montella, elle s'allonge sur plus de trente kilomètres, sous la forme d'un triangle dont le grand côté est au sud-est. Mieux fermée à l'aval que le Conflent, qui n'est en somme qu'une antichambre du Roussillon, la Cerdagne est, plus que le Capcir, déprimée par rapport aux montagnes voisines. Aussi, tandis que l'effondrement des hautes vallées de l'Aude ne réussit pas à introduire dans la végétation et la vie rurale des aspects bien différents de ceux de la montagne, le Bassin Cerdan constitue, au contraire, un monde à part. Sous une atmosphère lumineuse et sèche, les amples prairies irriguées s'étalant sur les cônes de déjection, découvrant parfois dans une écorchure les argiles et cailloux bariolés minutieusement ciselés par un ravinement de type aride, composent un paysage plein de séduisants contrastes. Le cadre montagneux lui-même ne manque pas de variété. Sur le versant septentrional, les surfaces granitiques du Carlitte alignent un faite égal et tombent sur le bassin par des pentes assez raides, hérissées de chicots, mais précédées par des bosses schisteuses arrondies régulièrement burinées. Au delà de la profonde coupure du Carol, cette bande schisteuse s'élargit, et les longues croupes grises, effroyablement nues, descendent lentement jusqu'au bassin, dociles aux talwegs hiérarchisés qui les modèlent par surbaisement. A leur partie supérieure, les cirques glaciaires ne semblent que l'empreinte d'un pouce nonchalant sur une pâte molle, et ne réussissent pas à donner quelque vigueur au paysage. Au dessus de Bellver seulement, les calcaires dévonien, alternant avec des schistes et des conglomérats houillers, introduisent un relief plus heurté.

Le versant méridional forme une muraille abrupte se décomposant en sections rectilignes. Même les croupes schisteuses de

la partie centrale, comprises entre le Sègre et le rio Alp, s'élèvent vigoureusement au-dessus du bassin. Quant aux gneiss de la section septentrionale et aux calcaires dévonien qui dominent au delà du Sègre, ils sont découpés en facettes boisées. Les pentes supérieures possèdent également un relief plus varié : les cirques en gradins de la Cambre d'Ase (chambre de l'âne), les cirques en « demi-bol » de la Tossa d'Alp, paraissent comme taillés au couteau dans les courbes plus molles des pâturages jaunissants. Enfin, tout au sud, se profile la corniche géante de la sierra del Cadi. A deux extrémités seulement, l'étreinte montagnieuse autour du bassin se desserre : vers l'ouest, le Sègre s'encaisse au milieu de croupes aplanies ne dépassant pas 13 à 1400 mètres ; vers le nord-est, une large échancrure s'inscrit sur la ligne d'horizon ; la Cerdagne n'est dominée que de 2 à 300 mètres par le rebord du plateau de la Perche.

La dissymétrie générale du bassin qui oppose le versant septentrional et le versant méridional explique le tracé du réseau hydrographique et la répartition des terrasses. Repoussée par ses affluents de gauche, l'artère maîtresse, le Sègre, suit en général le versant septentrional, tandis que les terrasses s'accrochent au versant opposé. Entre Bellver et Isobol, il mord même sur le socle ancien, introduisant un compartimentage dans l'ensemble du bassin. Une seule exception à cette règle : à la hauteur de Puigcerda, le Sègre est infléchi vers le sud-est par les apports fluvio-glaciaires du Carol.

Pour reconstituer l'évolution d'ensemble de la région, nous étudierons successivement le contact des dépôts détritiques tertiaires avec le socle ancien sur les trois faces du triangle.

1° LE REBORD SEPTENTRIONAL DE LA CERDAGNE

Il est caractérisé par l'existence d'une surface d'érosion particulièrement étendue sur la ligne de partage des eaux, entre la Têt et le Sègre, ce qui lui a valu le nom de « niveau de la Perche ». Entre Bolquère et Eyne, il se présente comme un plan presque parfait à peine entaillé par les rivières actuelles et dont l'altitude varie de 1.550 à 1.650 mètres. Il se rétrécit progressivement vers l'ouest jusqu'au Carol, pour n'être plus qu'un simple gradin large de 1 kilomètre à peine entre les hautes surfaces du Carlitte et le bassin de Cerdagne. Presque partout, c'est le granit qui affleure ; cependant, au contact du bassin, une couronne de schistes s'interpose, traversée en gorges étroites par les rivières qui rajeunissent

violemment la vieille surface et rattrapent le niveau de base

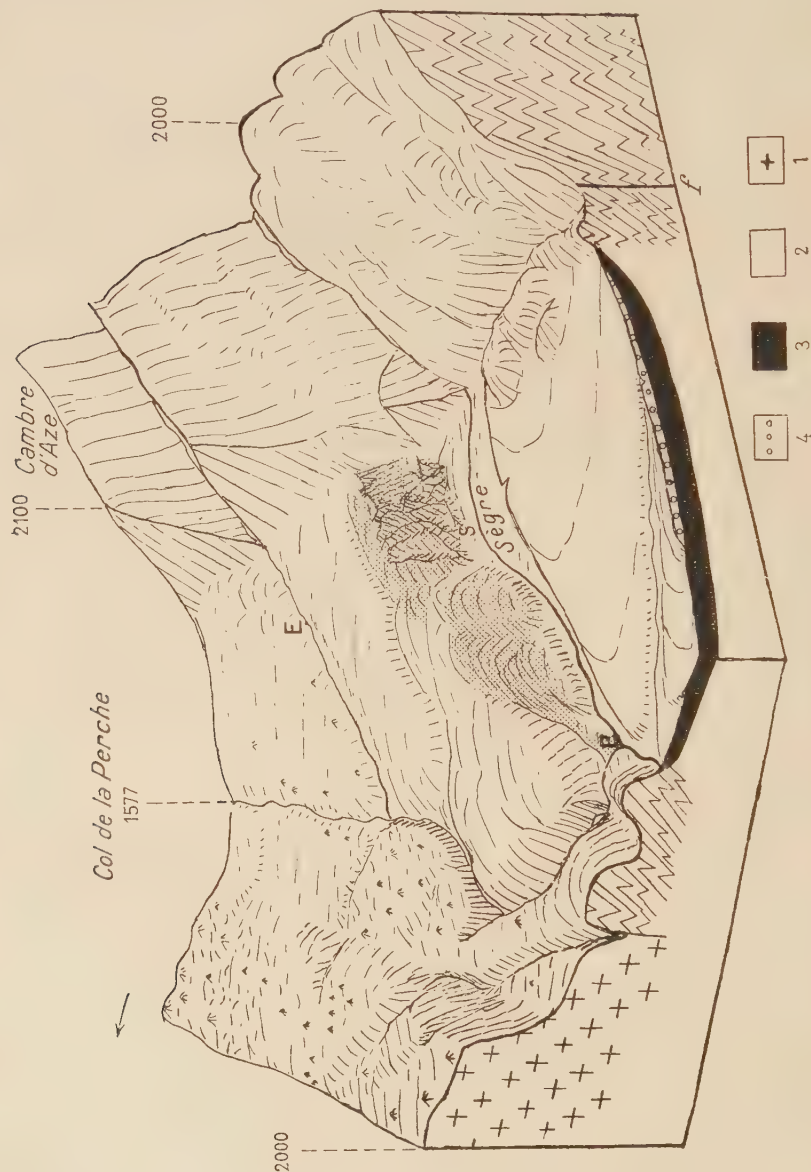


Fig. 7 (voir la légende au bas de la page 37).

cerdan (ruisseau d'Angoust, Angoustrine, dont les noms sont suffisamment expressifs).

Quels sont les rapports de ce niveau avec les hauts plateaux du Carlitte? Entre Font-Romeu et Mont-Louis, le contact est ménagé; des surfaces doucement inclinées, cuvettes granitiques juxtaposées, hérissées de chicots rocheux, toutes pareilles entre elles, font de la forêt de Font-Romeu une forêt enchantée où l'on s'égare facilement, et descendent lentement de 1.900 à 1.600 mètres. Sans doute pénétrait-il en golfe le long de la Têt, en amont de Mont-Louis, jusqu'au verrou du Pla des Avellans. Le surcreusement glaciaire subi depuis par la vallée empêche de reconstituer l'allure du profil rocheux primitif. A l'ouest de Font-Romeu, un abrupt de plus en plus imposant sépare les plateaux du Carlitte du niveau de la Perche. A Targasonne, la dénivellation atteint 600 mètres sur une distance horizontale de 1.500 mètres. De même, au nord de la Tour de Carol, le palier de Béna est dominé de 700 mètres par les hauts plateaux; il se prolonge vers l'amont par une section de vallée mûre, creusée dans le granit, montant jusqu'à 1.650 mètres et démontrant, de façon plus claire que celle de la Têt, l'emboîtement du niveau de la Perche dans les plateaux du Carlitte. A l'aval, le torrent s'enfonce entre les croupes aplanies des schistes qui portent des cailloux de quartz bien roulés (n'offrant aucun caractère de dépôt glaciaire, en dépit de la notation de la carte géologique).

Les rapports avec le massif Puigmal-Canigou sont tout différents. Le niveau de la Perche s'arrête brusquement le long d'une ligne droite orientée NE-SO, et vient buter contre un escarpement de faille typique offrant une dénivellation moyenne de 500 mètres pour une distance horizontale de 1.500 mètres (fig. 7). Ce mur forestier est découpé en facettes par plusieurs torrents dont le principal est la rivière d'Eyne; le niveau de la Perche ne se prolonge pas à l'intérieur du bloc soulevé le

Fig. 7. — Bloc diagramme montrant le rebord septentrional de la Cerdagne

1. Granit. — 2. Schistes et gneiss (traits continus en zig-zag). — 3. Néogène. — 4. Alluvions quaternaires. — Le grisé représente l'extension du néogène sur le rebord du plateau de la Perche.

La flèche indique la direction du nord.

E : Eyne. — S. : Saillagouse.

A droite, le massif Puigmal-Canigou, limité par un escarpement de faille plus net dans sa partie septentrionale. Au centre, le plateau d'érosion de la Perche. A gauche, le rebord des hautes surfaces du massif du Carlit. En avant, cône de déjection disséqué d'Err.

On remarquera l'irrégularité du contact du plateau de la Perche avec le néogène de Cerdagne.

long de ces vallées, ce qui prouve qu'il est antérieur à la faille. Mais il est probable qu'il ne s'étendait pas originellement très loin vers le sud-est : à peine si un léger méplat, vers 1.850 mètres, semble indiquer qu'il a mordu sur les gneiss et les schistes du massif de Puigmal. Le ruisseau de Planès présente, à la même altitude, une rupture de pente. Tels sont les vestiges bien modestes des fragments soulevés du niveau de la Perche.

Pour déterminer son âge absolu, il faut maintenant analyser ses relations avec les dépôts néogènes accrochés au versant septentrional de la Cerdagne. Fidèle à sa méthode générale, H. Boissevain ⁽¹⁾ dessine, le long de ce rebord, une série de lignes de failles orientées dans toutes les directions. Comme les cailloutis pliocènes montent jusqu'à 1.580 mètres au nord de Saillagouse, formant de lourdes croupes prolongeant exactement la surface de la Perche, il en déduit que celle-ci tranche failles et cailloux.

Nous pensons, au contraire, que la plupart des accidents signalés par H. Boissevain peuvent s'interpréter comme des contacts normaux avec ravinement du socle ancien. Le rebord méridional des cailloutis pliocènes n'a rien d'un escarpement de faille ; c'est un versant normal de vallée fortement disséqué par l'érosion. La dissymétrie du relief s'explique d'elle-même, puisque les cailloutis du versant nord sont accrochés à des roches résistantes. Quant à la paroi abrupte taillée dans les schistes en face de Rô, elle résulte de l'action latérale érosive du Sègre.

D'autre part, le contact des cailloutis grossiers avec les schistes primaires, extrêmement irrégulier, montre qu'un relief varié, dont l'énergie dépassait 200 mètres, a été noyé par le remblaiement du bassin. Les cailloux de la Sierra de Picambeils reposent sur un versant très doux sculpté dans les schistes qui affleurent de nouveau, sapés par le Sègre ; en face du hameau de Rô. Plus à l'est, reparaît une croupe schisteuse où s'accrochent les lacets de la route de Mont-Louis ; elle est ravinée, sur son flanc oriental, par la masse principale des cailloutis qui comble une espèce de golfe du versant. Au nord seulement, le long de la vallée de Galamon, les rapports avec le socle ancien sont équivoques. Les formations jaunâtres pliocènes sont recouvertes, concurremment avec les schistes et le granit, par les blocs d'un cône de déjection plus récent. Si une ligne de faille avait existé en cet endroit, il semble que l'érosion aurait dû progresser plus vite.

(1) H. Boissevain, 29.

Ces cailloutis ont été déposés par des torrents venus du bloc Puigmal-Canigou, comme le montre leur composition. Il s'agit de fragments de schistes anguleux et de gros blocs de quartz alternant avec quelques bandes d'argiles claires; les galets de granit y sont extrêmement rares. Ils sont, en général, associés à des schistes carburés gothlandiens, ce qui donne à penser qu'ils proviennent du petit pointement de Llo. Dans les bandes argileuses ou sableuses, on ne trouve pas d'arènes. A la partie supérieure seulement, les cailloux cristallins deviennent un peu plus nombreux, près de Col Rigat, à proximité immédiate du vaste affleurement du plateau de la Perche. Tout cela signifie qu'aucun relief montagneux n'existait alors sur l'emplacement du niveau de la Perche, car les torrents correspondants auraient apporté leur contribution à la sédimentation détritique de Saillagouse.

Cette constatation permet d'éliminer une première hypothèse selon laquelle le niveau de la Perche se serait formé en fonction du sommet du remblaiement pliocène, la destruction des reliefs antérieurs étant synchronique de la sédimentation détritique.

Restent deux possibilités : ou les cailloutis sont antérieurs au niveau de la Perche et tranchés par lui (solution adoptée par H. Boissevain), ou ils sont postérieurs et l'identité d'altitude des deux systèmes est une simple coïncidence ⁽¹⁾. Dans le premier cas, la surface plane du batholite de la Perche ne pourrait être que la haute surface du Carlitte: celle-ci se serait trouvée à une altitude bien supérieure à celle des cailloux de Saillagouse. Il faudrait alors supposer que les cailloutis pliocènes se sont déposés au même niveau que la haute surface du Carlitte, mais sur un relief déjà disséqué, et qu'ils ont été ensuite déprimés. Or, il ne reste aucune trace de cette faille.

L'hypothèse la plus vraisemblable est donc que le niveau

(1) Cette coïncidence n'est sans doute pas entièrement fortuite. Rien ne prouve en effet que la croupe plane de Col Rigat représente le sommet du remblaiement pliocène. On peut concevoir que celui-ci ait largement débordé sur le niveau de la Perche mais que ses dépôts, peu résistants, aient été ensuite enlevés par l'érosion. Celle-ci a respecté seulement les dépôts néogènes accrochés au rebord résistant du plateau granitique que le surbaissement a réduit au niveau de ce plateau. Le contact des deux formations n'a pas été rapidement exhumé parce que le petit cours d'eau auquel ce travail incombaît et qui est responsable du modelé du versant Nord de la croupe de Col Rigat est tributaire de la vallée d'Eyne; or, le creusement de cette dernière a été très ralenti par les schistes métamorphiques et les granits qu'elle doit traverser. Dans ces conditions de rajeunissement lent, on comprend que le versant Nord de la croupe de Col Rigat ait conservé une pente très faible.

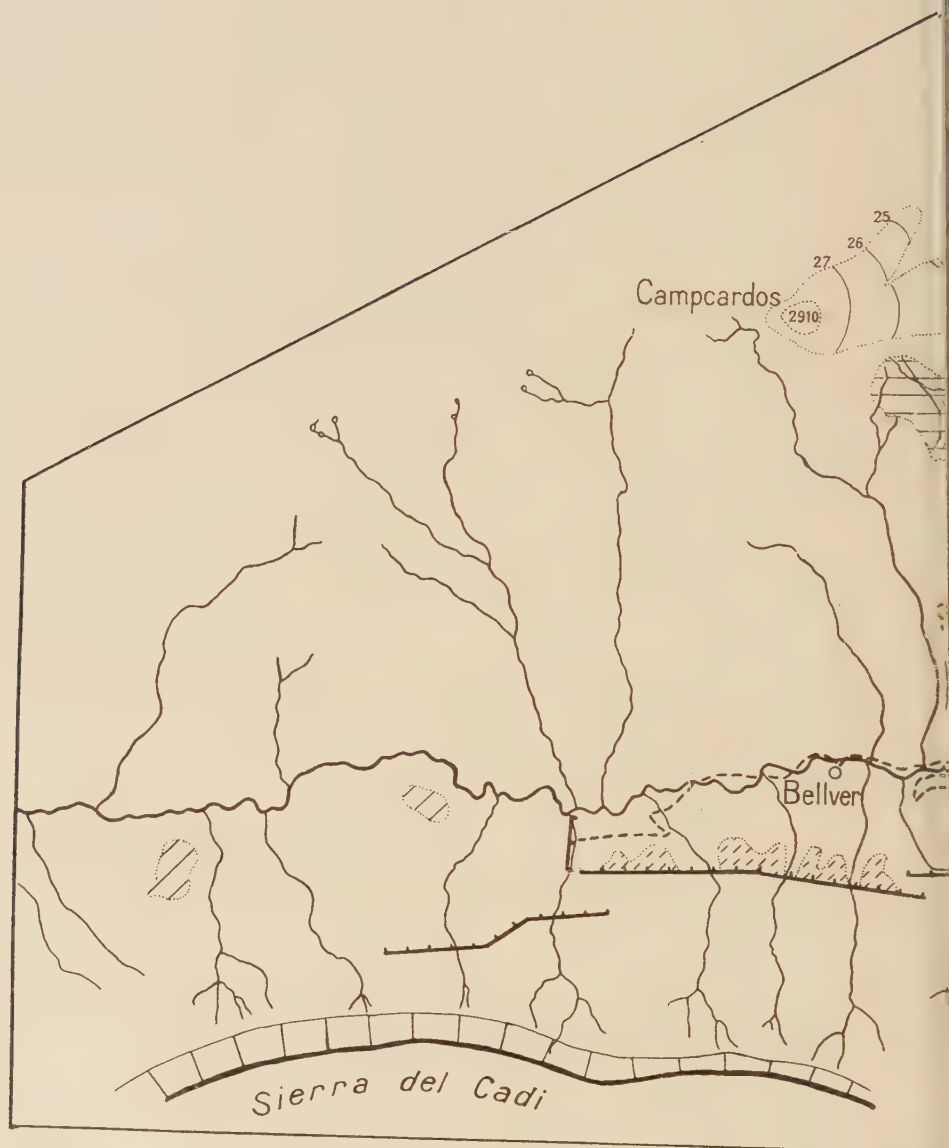
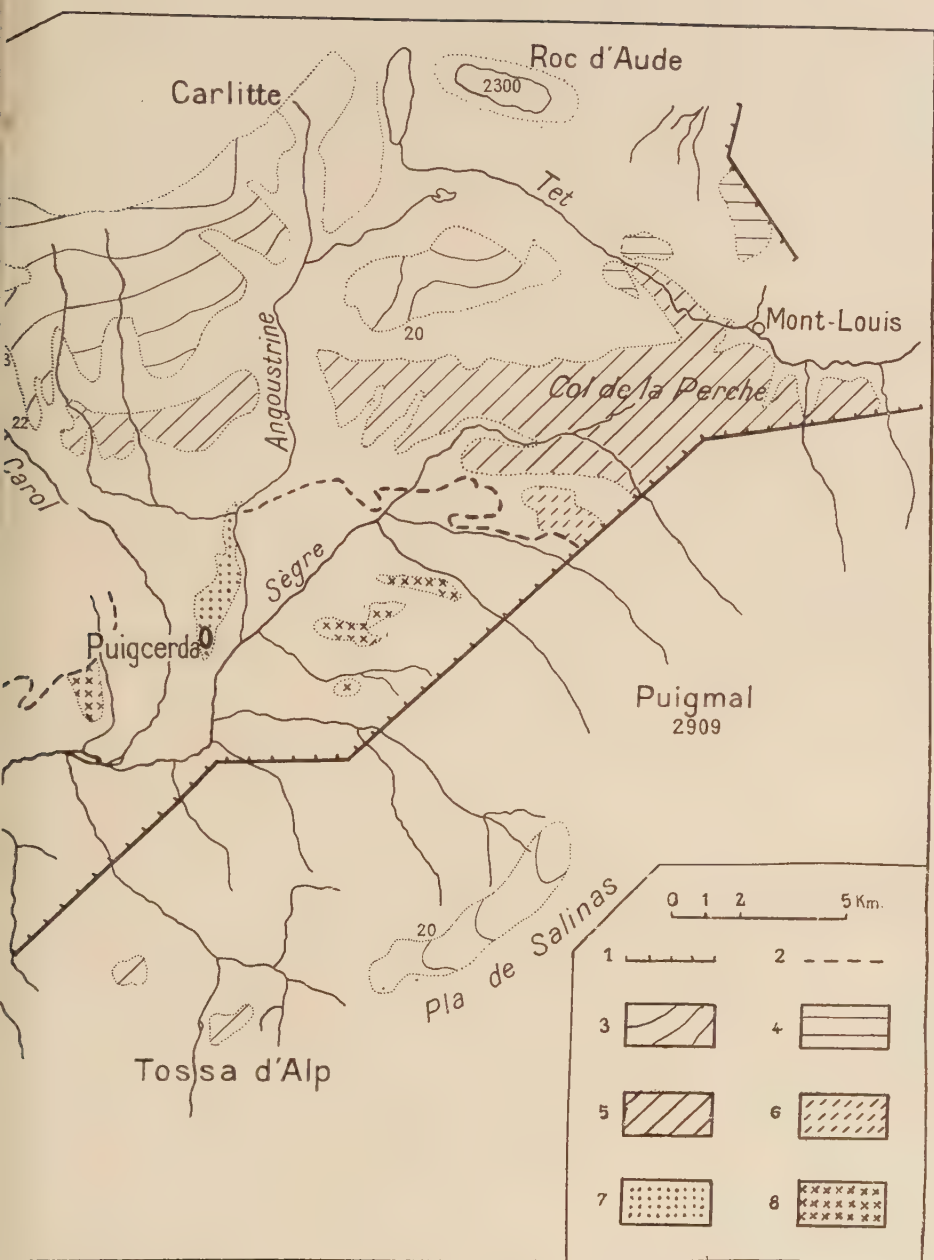


Fig. 6. — Carte morphologique.

1. Faille. — 2. Limites des dépôts néogènes. — 3. Courbes de niveau indiquant les déformations de la Quillane et de Raset de Puig Pedros. — 5. Niveau de la Perche.



la Cerdagne et des massifs voisins

surfaces (équidistance 100 m.). Les chiffres indiquent l'altitude en hectomètres. — 4. Niveaux de terrasse. — 7. Terrasse de Puigcerdà. — 8. Terrasse d'Err-Bolvir.

de la Perche existait sous la forme actuelle avant le dépôt des cailloutis pliocènes, avec un drainage orienté surtout vers la Têt. De plus, en plaçant la formation de ce niveau avant la phase principale d'effondrement de la Cerdagne, on s'explique beaucoup mieux son indépendance vis-à-vis du réseau hydrographique actuel, orienté vers le Sègre.

Vers le bloc Puigmal-Canigou, au contraire, les assises néogènes s'interrompent, tranchées par une faille. A la base des cailloutis de Saillagouse, en effet, se trouvent des bancs argileux représentant peut-être le pontien. Près de Llo, ils sont violemment froissés en abordant les calcaires dévonien du massif du Puigmal.

A l'ouest de la Sierra de Picambeils, les relations du gradin primaire et des couches détritiques sont moins claires. La taille des cailloux diminue, et les lits d'argile intercalés deviennent de plus en plus épais. Cette formation s'arrête assez brusquement le long de la ligne de talweg qui conduit au hameau de Bajande, suivant une disposition qui suggère l'idée d'une flexure. Malheureusement, aucune entaille nette, dans ces couches de faible consistance, ne vient révéler l'allure de la stratification. Au delà, la dépression très plane d'Estavar, pénétrant en coin dans la montagne, est limitée par des talus assez raides vers le sud-ouest (flanc de la butte de Llivia) et surtout au nord, où un abrupt long de 2 kilomètres pourrait passer pour un escarpement de faille. Le fond de la dépression ne montre que des alluvions récentes, mais des puits peu profonds, aujourd'hui abandonnés, exploitaient les célèbres argiles à lignites qui ont donné une faune de mammifères sarmatienne et pontienne. Il est d'une importance capitale de fixer l'origine de ce golfe de plaine aux contours anguleux, encastrés dans les rebords du plateau de la Perche. Deux interprétations différentes peuvent être proposées.

1° *Le golfe serait d'origine tectonique* (fig. 8 et 9). Les lignites formés sur le niveau de la Perche ou sur une surface plus ancienne se seraient ensuite affaissés le long de la flexure de Bajande, à l'extrémité septentrionale de laquelle les argiles bleues montent jusqu'à 1.460 mètres, et le long d'une faille est-ouest. La butte de Llivia serait également limitée par des dislocations tectoniques (peut-être en rapport avec le décrochement d'un filon de quartz). Ensuite, le dépôt des cailloutis grossiers de Saillagouse aurait colmaté toutes les inégalités du relief.

2° Dans l'autre hypothèse, la dépression d'Estavar serait une *dépression d'érosion*. Celle-ci aurait été facilitée par la présence de schistes carburés gothlandiens, pincés en synclinal au milieu

des schistes cambriens plus durs qui constituent la butte de Llivia et le rebord du plateau de la Perche. Dans la dépression ainsi créée, se seraient accumulées les argiles à lignites, occupant une zone de marécages, sans doute isolée des cours d'eau principaux et de leurs apports plus grossiers par le rebord d'un cône de déjection venu de l'est. Un postulat indispensable est une organisation du réseau hydrographique différente de celle d'aujourd'hui. Le ruisseau d'Angoust ne devait pas exister à ce moment-là, non plus que le ruisseau d'Estagougne; sans quoi, ils auraient déversé des éléments grossiers et des cailloux granitiques totalement absents. Le fait n'a rien d'in vraisemblable; le réseau hydrographique primitif du plateau de la Perche était sans doute orienté vers la Têt. Toute l'histoire récente est celle de captures successives opérées au profit de la Cerdagne. La dernière en date est celle qui a été amorcée par le torrent de Saillagouse qui remonte rapidement vers le nord et dont l'érosion régressive dans les cailloutis pliocènes menace de tronçonner le ruisseau du ravin de Galamon établi en contact du tertiaire et du socle ancien, et qui court vers le nord-ouest (quand il pleut) pour rejoindre le ruisseau d'Angoust.

Le débouché de celui-ci dans la plaine d'Estavar suggère que son tracé est relativement récent. C'est une gorge aux versants rocheux, contrastant avec les pentes plus modérées et plus régulières du rebord du plateau. Celui-ci semble avoir été modelé par des agents différents qui n'ont rien de commun avec le réseau hydrographique actuel, et cela s'explique, puisqu'il constitue soit un versant fossile de la topographie prépontienne, soit un escarpement de faille également fossile travaillé par l'érosion avant le remblaiement pliocène. Dans cette deuxième hypothèse, le relief pontien aurait été très différent de celui d'une pénéplaine. Pour choisir entre ces deux hypothèses, nous n'avons pas encore les éléments nécessaires. De l'analyse qui précède, nous retiendrons cependant les conclusions suivantes (fig. 8 et 9) :

1° Le niveau de la Perche est pontien ou prépontien.

2° Il a été soulevé et disséqué sur son flanc méridional, et le versant d'érosion ainsi formé a été fossilisé par les cailloutis pliocènes.

3° Le bloc Puigmal-Canigou s'est soulevé ensuite le long d'une faille qui a affecté également la surface de la Perche et les cailloutis pliocènes. Cette faille avait d'ailleurs joué antérieurement, puisque les cailloutis de Saillagouse trahissent l'existence d'un relief important à l'est.

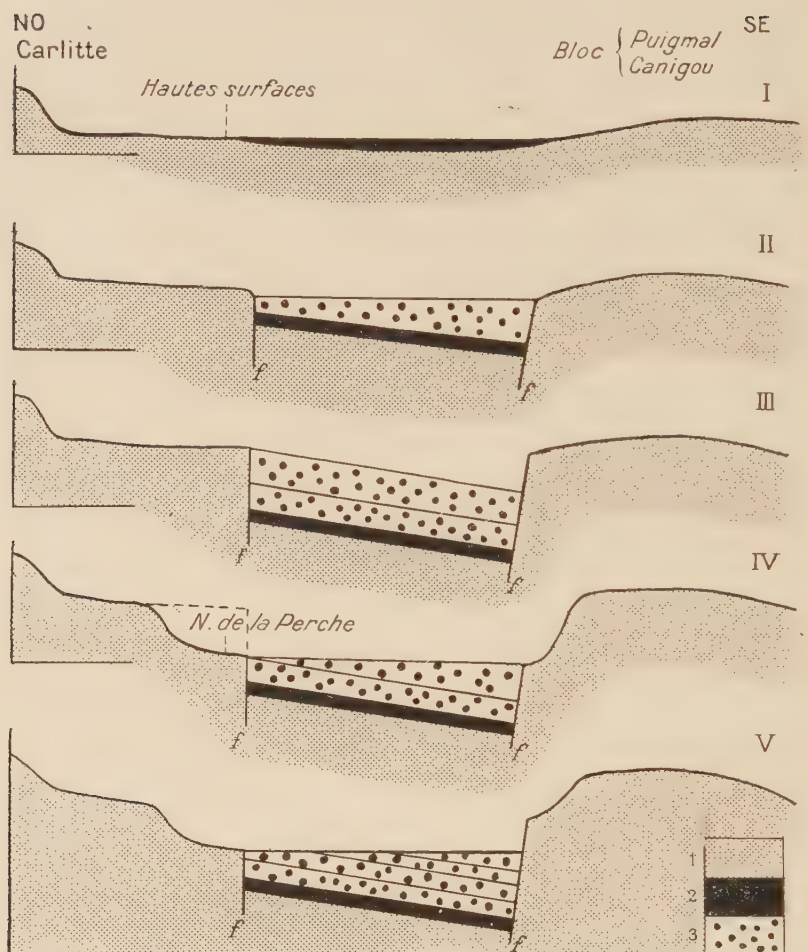


Fig. 8. — Coupe schématique montrant l'évolution de la Cerdagne et des massifs voisins dans l'hypothèse de H. Boissevain

1. Socle ancien. — 2. Pontien. — 3. Pliocène.

I. Formation des hautes surfaces du Carlit, pendant que s'accumulent les dépôts pontiens.

II. Le bassin cerdan se forme entre deux failles bordières. Les dépôts pliocènes grossiers s'accumulent.

III. Ces dépôts sont faillés et basculés à leur tour.

IV. Le niveau de la Perche se développe, tronquant les couches du bassin et le socle ancien des massifs voisins.

V. La faille continue à jouer sur le rebord du massif Puigmal-Canigou.

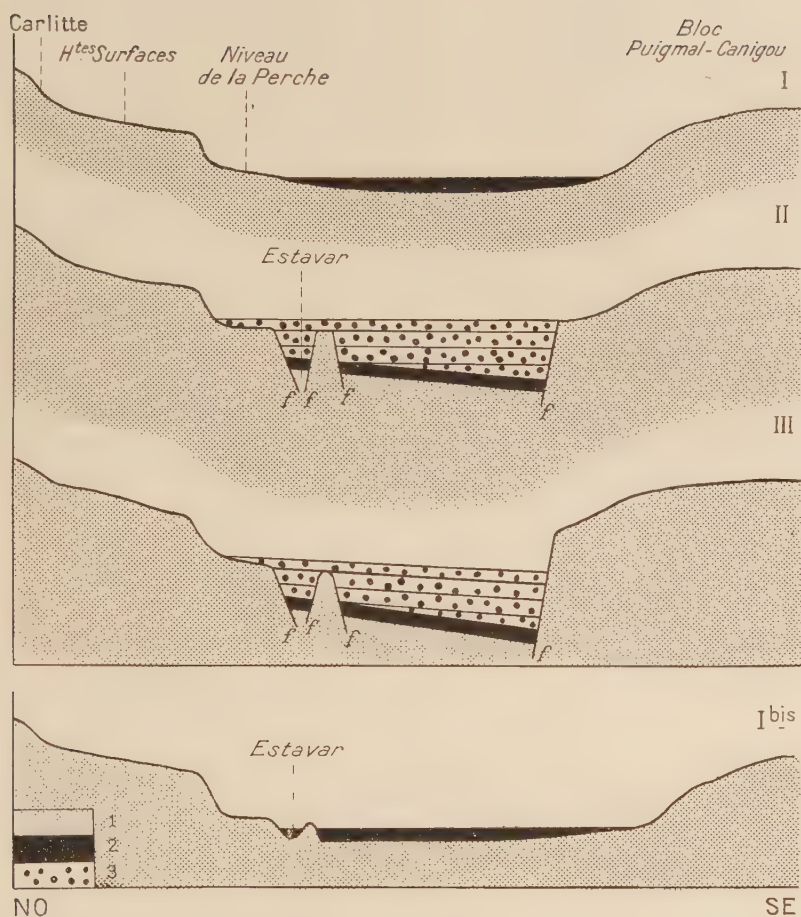


Fig. 9. — Coupe schématique montrant l'évolution de la Cerdagne et des massifs voisins, dans l'hypothèse de l'auteur

1. Soile ancien. — 2. Pontien. — 3. Pliocène.

I et I bis. Etat du relief au Pontien. En I, on a supposé que le niveau de la Perche n'était pas encore disséqué. En I bis, on a présenté une solution variante d'après laquelle le pontien se serait déposé dans la dépression d'Estavar, creusée au-dessous du niveau de la Perche.

II. Dépôt du pliocène grossier, à la suite d'un mouvement d'affaissement du bassin.

III. Seule la faille bordière du massif Puigmal-Canigou continue à jouer.

2° LE VERSANT MÉRIDIONAL DE LA CERDAGNE

C'est une succession d'escarpements de faille typiques dont on peut dater avec assez de précision la formation. Dans ses plus récentes manifestations, la faille a encore joué après la terminaison du remblaiement pliocène.

1° Entre Saillagouse et Alp, le rebord du massif Puigmal-Canigou, orienté NE-SO, prolonge l'abrupt qui domine le plateau de la Perche, mais avec des contours bien plus irréguliers. L'action de l'érosion a été, en effet, beaucoup plus énergique:

a) Parce que la masse soulevée se composait de schistes et non plus de gneiss.

b) Parce que le bloc effondré constitue un niveau de base beaucoup plus agressif; la dépression tectonique est en effet plus accentuée, et les roches qui y affleurent sont les couches détritiques pliocènes tendres, au lieu des granits durs du plateau de la Perche.

c) La faille doit être un peu plus ancienne que dans le reste du versant méridional: seules les couches de base du remblaiement pliocène sont déformées. L'inclinaison de ces assises vers la montagne est surtout visible en deux points, au nord de Nahuja et surtout au sud de Palau. Au delà du torrent de Vanera, vers 1.230 mètres, on peut observer des bancs de conglomérats rouges renfermant des petits cailloux schisteux assez bien roulés (donc provenant du Puigmal) alternant avec des bancs d'argile jaune, le tout étant incliné vers la montagne. On retrouve la même formation à la cote 1.310, où le contact avec la montagne s'opère de façon brutale, contrairement aux indications de la carte géologique. Entre les deux affleurements précités, les assises rouges sont ravinées par des dépôts mal stratifiés renfermant tantôt de gros blocs et tantôt des limons fins et dont le pendage est normal. Ils représentent sans doute les débris d'une très haute terrasse, peut-être pliocène. Leur faciès grossier est imputable au mouvement de dislocation qui a suivi le dépôt de la série rouge.

En raison des progrès rapides de l'érosion, il peut subsister quelque incertitude quant à la position exacte de la ligne de faille, d'autant plus que, dans le bloc affaissé, des croupes schisteuses comme celle de Vedrignans demeurent enchâssées. Cependant, on peut distinguer trois sections différemment orientées: une section NE-SO entre Saillagouse et Ossèja, une section E-O entre Ossèja et Caixans, et une section NE-SO entre

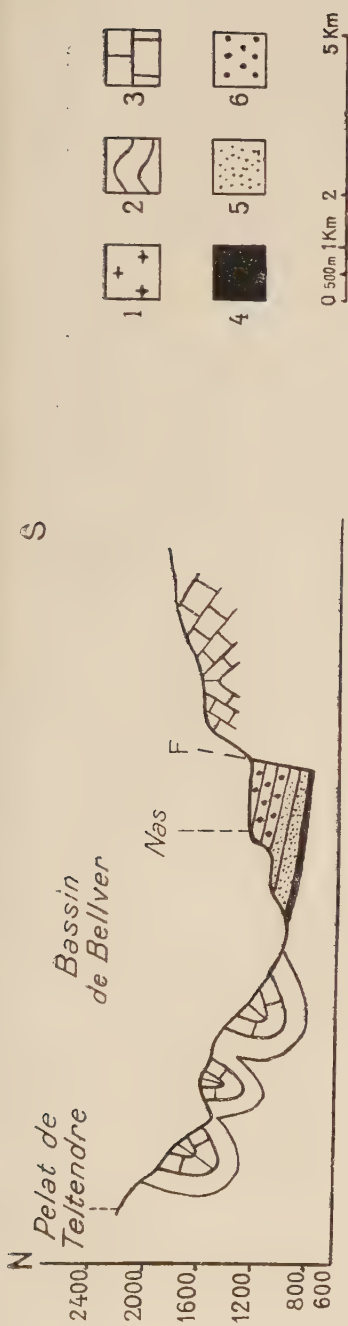


Fig. 10. — Deux coupes à travers la Cerdagne espagnole

1. Gaull. — 2. Schistes. — 3. Calcaires dévoniens et carbonifères. — 4. Sarmatien-pontien. — 5. Sables et graviers pliocènes. — 6. Conglo-
mérats rouges supérieurs.
I. Niveau principal des hautes surfaces. — II. Palier de Raset de Puig Pedros. — III. Niveau de la Perche, F. faille.

Caixans et Alp. Dans ce dernier tronçon, la faille est encore soulignée par le pendage des argiles bleues alternant avec des lits de cailloutis schisteux peu roulés, représentant sans doute le pontien ou le pliocène inférieur, et qui sont inclinées vers le sud, de 15° ⁽¹⁾ (fig. 10).

2° Entre Alp et Montella. L'escarpement de faille découpé en facettes typiques a gardé sa raideur et sa continuité. Cela dépend de deux causes essentielles.

a) Dans la masse soulevée, les formations calcaires du dévonien prédominent, beaucoup plus résistantes que les schistes siluriens.

b) La dislocation a continué à jouer postérieurement au remblaiement pliocène: les tremblements de terre actuels, particulièrement fréquents, en constituent la réplique ⁽²⁾. Quelques coupes transversales permettent de préciser les spasmes principaux.

Les dislocations ont été particulièrement intenses à l'intersection de la faille NE-SO Alp-Urus et des failles E-O qu'on suit jusqu'à l'extrémité occidentale du bassin de Cerdagne. Des fragments de la couverture secondaire de la Zone Axiale (trias et crétacé supérieur) ont été conservés dans les gradins affaissés. Au contact du keuper, les argiles pontiennes ont été, selon H. Boissevain, inclinées jusqu'à 75° vers la montagne. Or, au pontien, le keuper se trouvait presque déjà dans sa position actuelle relative: en effet, les argiles pontiennes et pliocènes proviennent visiblement du remaniement du keuper avec coloration par des matières organiques pour les dépôts de base, tandis que les dépôts supérieurs conservent leur couleur rouge. C'est précisément parce qu'elles étaient en contact avec le keuper très plastique, que ces assises ont subi une constriction exceptionnelle. Ceci nous conduit à placer deux phases de dislocation de part et d'autre du pontien. Une troisième phase est intervenue après le sommet du remblaiement pliocène: celui-ci est représenté par des conglomérats où sont fortement cimentés des cailloux de calcaire dévonien et de calcaire gréseux crétacé. Cette carapace a subi des ondulations en dôme irrégulières résultant d'interférences des deux directions tectoniques précitées: à l'est de Riu, leur pendage vers la montagne dont ils proviennent atteint 30° ; de plus, des petites failles les affectent. Cependant, tous les pendages observés ne paraissent pas d'origine tectonique; beaucoup sont dûs tout simplement au

(1) Fait signalé en premier lieu par O. Mengel.

(2) Mengel. 98-101.

glissement de l'assise supérieure sur les argiles sous-jacentes. D'ailleurs, quand il s'agit d'accidents très récents, la limite est quelquefois difficile à tracer entre les ploiements de couches et les décollements de terrains qui résultent eux-mêmes souvent de tremblements de terre.

Dans le sud du bassin de Bellever, toute la série pontienne pliocène est régulièrement inclinée vers le sud: argiles à lignites, graviers quartzeux à stratification entrecroisée, argiles rouges caillouteuses. Les bancs de conglomérats formant le sommet du remblaiement, et parfois légèrement discordants sur le substratum, sont encore inclinés vers le sud, de 3° environ, avec la terrasse qu'ils constituent, et viennent buter contre les facettes découpées dans le calcaire dévonien, à l'extrémité occidentale du bassin. La bonne conservation de la terrasse supérieure est évidemment liée à la nature calcaire de l'escarpement méridional qui a favorisé la cimentation des cailloux. Cette coupe ne montre donc que deux phases de dislocation perceptibles (fig. 10).

A l'extrémité occidentale du bassin de Bellever, les cailloutis rouges de l'assise détritique supérieure finissent par déborder sur un fragment de socle ancien grossièrement aplani qui porte le village de Montella. Cela ne change rien au style ni à la direction de la faille-limite méridionale.

Sur les blocs soulevés qui flanquent au sud la Cerdagne, on peut être tenté de rechercher les traces du niveau de la Perche. Celles-ci ne sont vraiment nettes que sur les flancs de la Tossa d'Alp, où est conservé un gradin suffisamment continu, entre 1.650 et 1.700 mètres. Le fragment le plus remarquable est celui de Fons Canaleta, reproduit à l'envi par les cartes postales qui vantent les champs de ski de la Molina. Il est développé sur les schistes et s'arrête brusquement au contact de la muraille calcaire de la Comella. Ce replat porte des argiles bleues pures, dont l'épaisseur, révélée par le ravinement, atteint au moins 1 m. 50. Il semble bien qu'il ne s'agisse pas seulement d'un phénomène local de décomposition des schistes; nous rapprocherions volontiers ce dépôt, des argiles pontiennes de Cerdagne, ce qui serait un argument de plus pour dater du pontien le niveau de la Perche.

3° LE VERSANT NORD-OUEST DE LA CERDAGNE (entre le Carol et Montella).

Il s'oppose au versant méridional par ses contours plus sinueux et par des pentes plus douces; les failles n'y jouent, en

effet, qu'un rôle subordonné. D'autre part, on ne peut repérer aucun gradin comparable à celui du niveau de la Perche, au nord du Carol. On relève bien, entre 1.400 et 1.500 mètres, des croupes plates, franchement entaillées par des vallées encaissées et qui ne paraissent pas dues au recoupement des versants; mais elles s'abaissent très rapidement vers le sud et viennent se fondre insensiblement avec les collines découpées dans les formations détritiques. Ce sont là, sans doute, les restes du niveau de la Perche, mais qui ont subi un ravinement prononcé avant le remblaiement, et un mouvement de bascul vers le sud. Tous ces faits sont défavorables à l'hypothèse déjà combattue, selon laquelle le niveau de la Perche se serait formé postérieurement au remblaiement pliocène ou en fonction du sommet de celui-ci. Dans ce cas, on s'expliquerait mal que la surface d'érosion ait été détruite sur le socle ancien, alors que la terrasse terminale, composée de matériaux plus tendres, était conservée. Au contraire, si le niveau de la Perche est préfontien, on comprend qu'il ait été entièrement disséqué avant le pliocène. On peut distinguer, dans ce versant, trois types de contact entre le socle ancien et le bassin tertiaire:

a) *Entre Puigcerda et Ger*, le contact s'opère par l'intermédiaire de pentes très douces, longues croupes grises schisteuses descendant de Raset de Puig Pedros et qui paraissent depuis longtemps habituées à la dépression tectonique qu'elles bordent. Elles s'enfoncent doucement sous une formation lacustre comprenant des sables, des argiles bleuâtres, des graviers quartzeux en stratifications entrecroisées et dont les principaux affleurements se trouvent sous la terrasse de Puigcerda, sur les flancs du pic de Saneja et au nord de Bolvir. La finesse du faciès s'accorde bien avec le paysage enseveli.

b) *Entre Ger et Isobol*, la pente s'accroît légèrement. Les croupes planes qui viennent de Maranges sont tranchées brusquement par le Rio de Duran. Au sud, elles sont ravinées par la série déritique du bassin, qui comprend deux étages: l'étage inférieur, avec ses sables versicolores et ses cailloux bien roulés, est affecté par de petites failles au nord d'All, mais dont le rejet ne dépasse pas quelques mètres; vers le nord, il s'avance au delà de El Repla et comble une vallée creusée dans les schistes noirs (gothlandiens?). L'étage supérieur, de couleur jaunâtre, est un cailloutis grossier mal stratifié; il ravine plusieurs croupes schisteuses et atteint 1.400 mètres le long de la route de Maranges.

Il résulte, de cette brève description, que la dépression d'Olopte, déblayée dans les schistes au contact des calcaires dévoniens qui forment le versant occidental abrupt, est une dépression fossile qui existait déjà avant le dépôt du pliocène. Plus loin, vers l'aval, le Rio Duran s'enfonce dans le massif calcaire, au lieu de suivre la route facile, vers le sud, que lui offraient les couches détritiques. Il s'agit évidemment d'une percée épigénique résultant d'une surimposition sur le remblaiement pliocène.

c) *Le rebord septentrional du bassin de Bellver.* La pente moyenne du versant atteint sa valeur maxima. Cela s'explique en partie par la nature calcaire du socle ancien. Mais il faudrait déterminer si l'abrupt existait avant le dépôt de la série pontienne-pliocène, ou si les failles n'ont pas ajouté leur action à celle du pendage des assises néogènes pour relever en bloc le massif calcaire. En tout cas, le rejet de ces failles ne peut être bien considérable, et elles ne sauraient expliquer les percées du Sègre en face de Bellver, comme le voudrait H. Boissevain qui traite en horst la butte 1.166: il s'agit d'épiginies typiques.

CONCLUSION

Nous pouvons maintenant esquisser un schéma de l'évolution de la Cerdagne, en prenant pour repères les assises détritiques successives.

1° Les argiles à lignites sarmatiennes se sont déposées sur le niveau de la Perche ou lorsque ce niveau commençait à être disséqué; de même les argiles sableuses du pontien.

2° Au-dessus vient une formation lacustre comprenant des bancs d'argiles bleues, des sables, des graviers quartzeux parfois très bien roulés. La couleur blanche ou bleue des dépôts restés inoxydés, l'absence de cailloux schisteux ou granitiques, montrent qu'une épaisseur d'eau assez considérable a trié les cailloux polygéniques charriés par les rivières marginales. Mais la stratification entrecroisée indique que le courant des rivières continuait à se faire sentir. On a donc affaire à l'extrémité aval de deltas infralacustres. Près d'All, l'extrémité amont du delta est conservée, et l'on passe à des formations franchement fluviales, avec cailloux roulés de toutes natures et lits de rubéfaction indiquant des phases d'émersion. Il faut remarquer que cette deuxième série de dépôts se cantonne à l'extrémité aval de la Cerdagne: le dernier affleurement visible vers le nord se trouve près d'Ur. En amont, la formation n° 3 repose directement sur les argiles pontiennes.

Cela peut s'interpréter en supposant que le lac n'occupait plus que la partie occidentale du bassin. Cette régression serait sous la dépendance d'un mouvement de bascule du nord-est vers le sud-ouest, enregistré par les argiles pontiennes: celles-ci sont à 1.300 mètres près d'Estavar, et à 1.000 mètres dans le bassin de Bellver. Comme le dépôt s'est formé sous quelques mètres d'eau à peine, il est impossible d'admettre que cette dénivellation de 300 mètres soit originelle; elle résulte donc d'un mouvement épirogénique.

3° Les cailloutis supérieurs de Saillagouse et du bassin de Bellver, avec leur stratification irrégulière et leurs éléments grossiers alternant avec des lits d'argiles rubéfiées, évoquent un paysage de cônes de déjection admettant des marécages dans les angles morts. Le lac est comblé. Ce remblaiement pliocène atteignait au moins 1.580 mètres près de Saillagouse. Dans le bassin de Bellver, la haute terrasse entre 1.250 et 1.280 mètres représente le même horizon. Cette différence d'altitude paraît encore trop forte pour être originelle. Le Sègre actuel, dans le même trajet, descend de 200 mètres seulement. Il faut donc supposer que le mouvement de bascule vers le sud-ouest, lié à l'enfoncement du bassin de Bellver, a persisté postérieurement au sommet du remblaiement. Cependant, les dislocations verticales du versant méridional inaugurées avant le pontien (région de Riu) continuaient synchroniquement avec le dépôt des alluvions pliocènes.

La Cerdagne actuelle a été ensuite excavée sur 250 mètres de profondeur au moins, à partir de la surface d'accumulation supérieure ainsi déformée. L'érosion récente a exhumé, et le rebord relativement abrupt du niveau de la Perche, et les pentes plus adoucies qui descendent des montagnes d'Andorre. Comme dans la plupart des bassins tertiaires, le déblaiement joue, dans le relief, un rôle presque aussi important que l'effondrement tectonique proprement dit. La cause du remblaiement est dans l'affaissement de la Cerdagne; celle du déblaiement, dans le progrès de l'érosion régressive du Sègre.

LES ÉTAPES DU CREUSEMENT ET LES TERRASSES

Les étapes rythmées de ce creusement sont marquées par un système de terrasses dont le classement et l'origine ont soulevé d'interminables controverses.

1° Après la terrasse de Bellver, la terrasse la plus ancienne est celle de Puigcerda, qui a 70 mètres d'altitude relative. Elle est

formée d'éléments très bien roulés, et ses relations avec une glaciation ancienne sont possibles mais non démontrées, les moraines correspondantes n'ayant pas été conservées. Mais, sur la rive droite du Carol, sur les flancs est du Puig de Saneja, de très gros blocs de granit recouvrent des cailloux roulés ressemblant à ceux de Puigcerda et situés à la même altitude. Cette superposition pourrait faire penser à une avancée d'un ancien glacier sur la terrasse de Puigcerda. Quant à la formation de la Sierra del Fils, elle n'a rien de spécifiquement glaciaire comme le voudrait W. Panzer ⁽¹⁾. Les cailloux granitiques y sont de petite taille; ils représentent sans doute les restes d'une couverture alluviale très ancienne. On retrouve dans le bassin de Bellver les fragments de terrasses dont l'altitude relative est comparable à celle de la terrasse de Puigcerda: par exemple, les cailloutis qui couronnent la butte de Monterros, à 80 mètres au-dessus du Sègre.

2° Les terrasses moyennes. Leur pente est, en général, supérieure à celle des rivières actuelles. Nous comprenons dans ce système: les fragments du cône de déjection supérieur d'Err, dont l'altitude relative moyenne est de 40 mètres, ainsi que la terrasse de Bolvir (40-45 mètres). Nulle part nous n'avons pu la rattacher à une forme ou à un dépôt glaciaire bien caractérisé.

3° La basse terrasse. Elle est représentée le long de presque tous les cours d'eau. Son altitude relative est de 25 mètres pour le cône de déjection inférieur d'Err; elle varie de 18 à 22 mètres pour la rivière de Palau, de 17 à 25 mètres pour le Carol. Dans ce dernier cas, elle se relie à la belle moraine wurmienne ⁽²⁾ conservée sur la rive droite du Carol.

LE BASSIN DU CONFLENT

Plus encore que la Cerdagne, c'est un bassin dissymétrique. Le versant nord est formé par la longue bande de calcaires dévoniens de Roque Rouge (1.700 mètres), flanquée de croupes schisteuses, et par le massif granitique de la Roque Jalère, dont l'altitude est plus médiocre encore.

Au contraire, sur le versant méridional, le massif du Canigou se dresse d'un seul jet jusqu'à 2.785 mètres; c'est un gigantesque escarpement de faille, orienté d'abord NE-SO, puis E-O dans la partie amont, et qui, attaqué vigoureusement par l'érosion,

(1) W. Panzer, 119.

donne des formes plus hardies que celles des cirques glaciaires. Les crêtes de recoupement constituent un « Steilrelief » typique (d'après la terminologie de W. Penck) ⁽¹⁾. Au pied de la montagne, on reconnaît facilement des alignements de facettes encore bien conservées. Si on examine de plus près leur origine, on trouve que la pente de certaines facettes est parallèle à celle des plans stratigraphiques, et que leur surface correspond au sommet d'une couche dure exhumée d'une couche tendre; c'est le cas, par exemple, entre Taurinya et Clara, où une paroi lisse de gneiss se dégage des schistes situés plus au nord. Mais il ne s'agit que d'une coïncidence entre la ligne de faille et la ligne de contact de deux terrains, coïncidence qui, d'ailleurs, peut n'être pas entièrement fortuite, car l'inégale plasticité des terrains contribue à localiser les failles secondaires qui composent une grande cassure ⁽²⁾.

Dans l'ensemble, l'influence directe de la dislocation sur le relief est indéniable. Cette vue générale fait déjà soupçonner que les dislocations, suivant lesquelles le bassin s'est enfoncé, sont très récentes. L'étude des dépôts détritiques qui remplissent le Conflent, et des traces de niveaux d'érosion conservées sur les bords, confirmera cette impression.

(1) W. Penck, *Die Morphologische Analyse*, Stuttgart, 1924.

(2) Il y a là un problème d'ordre général. Dans bien des cas, en effet, les facettes limitant un bassin tertiaire correspondent au pendage des couches : il suffit de citer le bassin de Brousse, dont le rebord méridional est formé de calcaires-marbres surmontés de fragments de schistes; de même, la pente des Bitterroot Mountains est parallèle à celle des plans de foliation des gneiss qui la composent. Dans certains cas, on peut admettre que ces facettes ne représentent plus exactement l'escarpement de faille originel qui a reculé jusqu'à ce que l'érosion rencontre un plan dur. Mais ce processus exige une différence de résistance des roches très accusée pour qu'une érosion aussi brutale puisse la mettre en valeur. Le broyage tectonique des roches moins cohérentes peut réaliser localement cette condition. C'est ainsi que nous interprétons les facettes de quartzites tranchées par la Carença à son confluent avec le Sègre, et qui sont exhumées du granit voisin. Dans un relief aussi jeune, celui-ci ne se décomposerait que très lentement; mais il a été broyé dans une zone de fractures, et l'exhumation des quartzites a été possible. De tels escarpements constituent une forme intermédiaire entre la surface structurale, l'escarpement de faille exhumé et l'escarpement de faille originel.

LES DÉPÔTS DÉTRITIQUES DU BASSIN DE PRADES ET LEURS DÉFORMATIONS

Les dépôts détritiques du Conflent ont un faciès beaucoup plus grossier que les dépôts cerdans correspondants. Cela s'explique immédiatement par l'intensité des mouvements tectoniques dont ils sont les sédiments corrélatifs, et par les dénivellations topographiques plus grandes qui en résultaient (encore aujourd'hui supérieures à 2.000 mètres). D'autre part, le remblaiement semble s'être prolongé plus longtemps en Conflent parce que cette zone d'affaissement est restée en-dessous du niveau de base marin, tandis que la Cerdagne était incorporée à un mouvement d'ensemble qui relevait les Pyrénées-Orientales, et que l'érosion régressive du Sègre arrêtait de bonne heure la phase d'accumulation.

Dans la partie aval du bassin, qu'on peut dénommer « Bassin de Prades », on retrouve deux sortes de dépôts:

a) Des sables et arkoses assez fines, dont l'extension est limitée, constituent une série inférieure d'origine probablement marine et d'âge pliocène inférieur, comme le prouve la faune saumâtre des marnes de la Coume de l'Espira qui terminent ce dépôt vers l'amont. Ces couches plongent vers le sud et s'appuient sur les petits monticules granitiques détachés par la Têt entre Marquixanes et Rodès.

b) Les couches supérieures sont nettement fluviatiles et torrentielles. A la base, alternent des lits de sables et de cailloux bien roulés; plus haut, la stratification se perd, et les cailloux deviennent de plus en plus anguleux.

En règle générale, les deux séries sont concordantes, et l'on passe, par transition, des sables fins de la Chapelle Saint-Pierre aux cailloutis irrégulièrement emballés qui couronnent les monticules au sud de Vinça.

Elles ont été solidairement inclinées vers le Canigou et déformées, ainsi qu'on peut le vérifier dans le ravin de la Coume d'Espira; au-dessus de marnes concrétionnées et d'arkoses, des couches de cailloux assez bien roulés sont inclinées, tantôt à l'ouest, tantôt au sud-ouest. Les éléments qui les composent sont des schistes et des gneiss: ils ne proviennent donc pas du massif granitique de la Roque Jalère; ils ont été apportés, soit par la Têt, soit par les torrents descendus du Canigou, et, dans les deux cas, leur pendage n'est pas originel. Par contre, nous ne ferons pas

état de l'inclinaison des arkoses de Vinça dans la même direction, car elles reposent sur un versant granitique assez raide: dans ces conditions, une stratification primitivement inclinée est très vraisemblable. Enfin, pour les sables de la Chapelle Saint-Pierre, le pendage vers le sud doit être d'origine tectonique, car il n'est pas limité au contact immédiat avec le versant septentrional du bassin et affecte la masse épaisse des dépôts, sans doute marins.

Tous ces exemples montrent que le mouvement de bascule, qui a incliné les dépôts détritiques vers l'escarpement de faille du Canigou, a persisté au moins jusqu'au pliocène supérieur.

Dans plusieurs cas, on note le ravinement de la série inférieure par des cailloutis grossiers et mal stratifiés, ressemblant aux assises supérieures de la série torrentielle; par exemple, près de Marquixanes, le long de la route de Perpignan, entre Vinça et la station de Rodès, etc. Cela impliquerait une période d'érosion intermédiaire déclenchée par les dislocations pliocènes dont nous venons de démontrer l'existence.

L'ÉPIGÉNIE DE VILLEFRANCHE

Entre Olette et Ria, la Têt reste enfoncée dans le socle primaire; cependant, au sud, une formation détritique apparaît, reposant d'abord sur les schistes anciens. Vers l'aval, elle gagne en profondeur, descend jusqu'au fond des vallées actuelles et permet le large épanouissement des vallées de Vernet et de Sahorre, tandis que les versants de la vallée de la Têt se rapprochent et se raidissent à la traversée des calcaires dévoniens qui prolongent la chaîne de la Roque Rouge. La rivière a été évidemment repoussée au nord du bassin pliocène, puis s'est enfoncée sur place. C'est la cluse épigénique que garde la vieille ville forte de Villefranche (fig. 11).

Cependant, sous l'apparente simplicité des lignes du relief, bien des problèmes se cachent, qui ont alimenté une controverse déjà ancienne: la nature des dépôts détritiques eux-mêmes, l'âge des dislocations et des lambeaux de surface d'érosion accrochés aux versants du bassin.

La nature des dépôts a été très discutée: comme ils renferment des blocs énormes, on leur a attribué de bonne heure une origine glaciaire. O. Mengel ⁽¹⁾, suivi par F. Nussbaum, a distingué la base nettement stratifiée et qu'il attribue à la sédimentation torrentielle, et le sommet non stratifié qui constituerait une moraine

(1) O. Mengel, 89.

très ancienne. Après examen du terrain, nous croyons qu'il faut en revenir à l'opinion formulée par A. Penck, dont le diagnostic avait été, il y a près de quarante ans : dépôts torrentiels ⁽¹⁾.

Et d'abord, d'où faire venir le glacier? O. Mengel lui donne comme origine le Canigou. Considérant la faible importance des vallées qui en débouchent, F. Nussbaum ⁽²⁾ préfère le faire venir

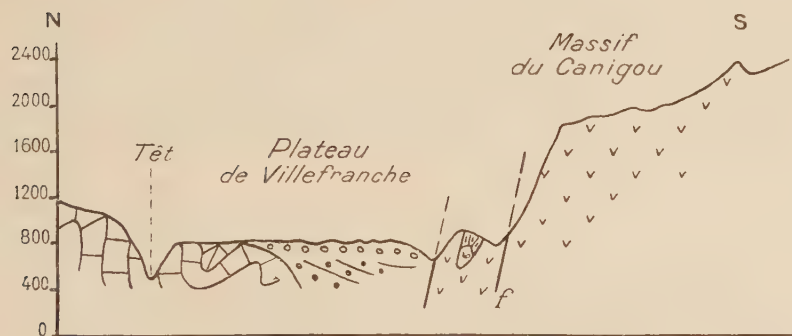
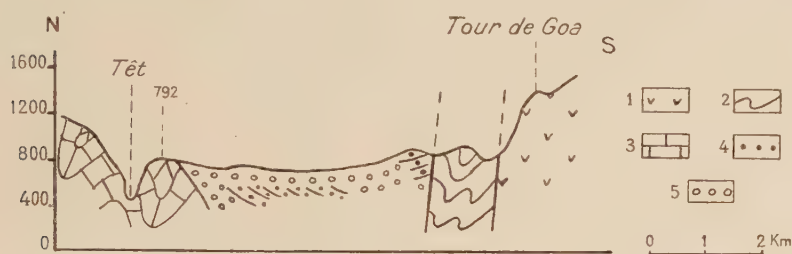


Fig. 11. — Deux coupes à travers le Confluent supérieur

1. Gneiss. — 2. Schistes. — 3. Calcaires dévoniens et carbonifères. — 4. Formation en blocs bien stratifiée. — 5. Formation en blocs mal stratifiée.

par la vallée de la Têt. Mais, dans ce dernier cas, l'érosion glaciaire aurait dû inscrire ses traces sous le niveau de la Perche, conservé aux environs de Mont-Louis; or, on n'y voit pas autre chose que des formes fluviales normales.

D'autre part, l'absence de stratification à la partie supérieure des dépôts doit être imputée aux glissements superficiels qui affectent le sommet des collines convexes. Dans les buttes d'Escaro, qui ont été moins atteintes par le ruissellement, on note des lits

(1) A. Penck, 121. — (2) F. Nussbaum, 113, 114.

stratifiés, quoique assez grossièrement, jusqu'au sommet des buttes. En aval, toutes les fois que le manteau de solifluction est taillé franchement, la stratification redevient visible, soit à la faveur d'un sapement direct de la rivière actuelle, soit au-dessus d'une terrasse (par exemple au-dessus de Beinat d'Amont). Quant au volume considérable des blocs, il n'est pas au-dessous de la capacité de transport d'un torrent puissant dégringolant une pente tectonique jeune. L'exemple de la Têt suffit à nous le prouver. Dans la gorge de Villefranche, en amont de Ria, on trouve, sur une terrasse située à 5 mètres au-dessus de la rivière, un bloc de granit de 1 mètre cube, très frais. Il ne peut provenir de la formation pliocène, puisqu'il n'est pas du tout décomposé; d'autre part, personne ne songe à faire passer un glacier würmien par la gorge de Villefranche; c'est donc la Têt elle-même qui a véhiculé ce bloc en période de crue. Un autre exemple peut être emprunté aux rivières oligocènes qui ont charrié les conglomérats de la Sierra Nègre, au sud de la Sierra del Cadi. Les blocs granitiques y sont si volumineux que Vidal ⁽¹⁾ avait cru d'abord à un affleurement du socle ancien; or, le batholite granitique le plus voisin se trouve à plus de 20 kilomètres: et tout ceci se passait sous un climat qui n'avait rien de glaciaire, un climat tropical à longue saison sèche, dont témoignent les dépôts halins du bassin de l'Ebre.

Tant que nous n'aurons pas de preuves plus formelles d'une glaciation pliocène, nous pensons plus prudent de tenir ces dépôts, comme ceux du Lannemezan, pour un sédiment torrentiel en corrélation avec les dislocations violentes qui avaient relevé le massif Puigmal-Canigou.

Cherchons maintenant à préciser l'âge et la durée de ces dislocations (fig 11). Les cailloutis occupent une dépression dont le rebord nord est sinueux. Son profil transversal s'abaisse plus vite que les couches, mais n'est pas assez raide pour être interprété comme un escarpement de faille postérieur à leur dépôt. Il s'agit donc d'un versant fossile dont la pente varie, suivant qu'il est taillé dans les schistes (au nord d'Escaro) ou dans les calcaires (au sud de Villefranche). Le rebord sud, au contraire, est beaucoup plus rectiligne et suggère une faille. Le pendage des cailloutis plaide dans le même sens. Ils dessinent un synclinal très dissymétrique où les couches s'inclinent vers le sud dans presque toute la largeur du bassin. Or, ce pendage ne peut être originel.

(1) M. Vidal, 145.

Les cailloux ne renfermant pas de calcaire, ils n'ont pas été déposés par une rivière venant du nord, mais par la Têt et les cours d'eau descendant du Canigou. La part de ces derniers est certainement très importante : les cailloutis de Beinat d'Amont renferment en abondance de gros blocs de gneiss glanduleux, roche caractéristique du Pla Guilhem, et pourtant ils sont inclinés au SSO de 15°. Il y a là la preuve d'un mouvement de bascule ultérieur, lié au jeu de la faille du Canigou.

La suite des événements peut donc être ainsi reconstituée :

1° Effondrement du bassin; l'érosion modèle son versant nord.

2° Dépôts des cailloutis pendant que les mouvements continuent à se faire sentir.

3° La faille du Canigou continue à jouer après le dépôt des cailloutis, tandis que ceux-ci subissent une constriction générale.

L'histoire de l'épigénie de la Têt n'est pas complète, tant qu'on n'y a pas placé des stades d'aplanissement cyclique dont les traces subsistent sur les versants du bassin. A.-J. Pannekoek ⁽¹⁾ en reconnaît trois, étagés entre 1.100 et 800 mètres : ceux de Nyer, d'Escaro, de Villefranche; leur âge serait postérieur aux cailloutis pliocènes, impliqués dans le nivellement. Une analyse plus serrée montre que cette construction séduisante repose sur des bases un peu fragiles (fig. 12).

1° Le niveau de Nyer est un complexe de buttes schisteuses et gneissiques surbaissées vers 1.200 mètres, qui s'interposent entre des cailloutis pliocènes et le grand escarpement de faille à facettes limitant le massif du Canigou, qui court de Sahorre au col de Llauze. D'après le schéma de A.-J. Pannekoek (fig. 14), ce trait majeur de la topographie serait seulement un talus d'érosion correspondant à la limite de l'action du cycle de Nyer. Cette interprétation serait acceptable si l'abrupt correspondait au contact de roches de dureté inégale; mais ceci n'est réalisé que localement. Dans le commentaire qui accompagne le schéma, au contraire — et là semble être la véritable pensée de l'auteur, — on semble admettre que le cycle de Nyer a nivelé un gradin peu élevé au-dessus du remblaiement pliocène, mais que son action d'aplanissement a expiré au contact de l'escarpement principal. L'hypothèse ne serait pas absolument invraisemblable, à la condition de faire intervenir seulement l'érosion latérale de la Têt, et non l'évolution des versants; or, la rivière a dû toujours être

(1) A. J. Pannekoek, 117.

repoussée vers le nord par les torrents du Canigou plus fortement chargés que les affluents septentrionaux. Il est donc plus prudent de conclure que le niveau de Nyer est tout simplement un gradin de faille dont l'aplanissement, d'ailleurs bien imparfait, est antérieur aux dislocations qui l'ont affecté.

2° Le niveau d'Escaro: quelques buttes schisteuses ou caillouteuses approximativement aplanies ne suffisent pas à donner un état civil à un cycle d'érosion.

3° Le niveau de Villefranche: il mérite d'être considéré plus attentivement. Il est, en effet, représenté par un fragment de surface plane assez étendu: le plateau d'Ambulla, qui nivelle vers 800 mètres les calcaires dévonien du synclinal de la Roque Rouge. Selon le géologue hollandais, il tronquerait également les cailloux pliocènes. Cette datation ne nous paraît pas certaine. Les couches pliocènes s'appuient au socle d'Ambulla, très résistant, où la Têt s'est enfoncée. Celui-ci soutient le relief à l'aval et favorise le développement, par simple surbaissement, de longues croupes parallèles à une altitude uniforme, qui est à peu près celle du plateau d'Ambulla formant niveau de base local ⁽¹⁾. De plus, l'hypothèse d'une planation cyclique affectant à la fois les cailloutis et le calcaire dévonien, rend singulièrement malaisée l'explication du phénomène essentiel: l'épigénie de la Têt. Durant la phase d'aplanissement, pourquoi la Têt se serait-elle fixée sur la roche la plus dure? A.-J. Pannekoek suppose que « le soulèvement du bassin a été accompagné d'un léger mouvement de bascule qui aurait soulevé le bord nord moins que le bord sud; la rivière aurait choisi le cours le plus septentrional possible pour trouver l'emplacement le plus profond » (p. 38). Or, il y a bien une dissymétrie tectonique dans le bassin, mais, comme nous l'avons vu plus haut, de sens contraire. Les points les plus déprimés tectoniquement sont aux pieds de l'escarpement du Canigou. La localisation de la rivière s'explique beaucoup mieux par l'action répulsive des torrents très chargés descendant du Canigou, action qui, dans le bassin de Prades, commande le tracé fluvial quaternaire et actuel, et les nombreuses épigénies

(1) La notion de « niveau de base local structural »² sur laquelle J. Blache, 24-26, a attiré l'attention permet en effet de comprendre beaucoup de replats étroits sans intervention de la doctrine cyclique. En revanche, l'auteur nous paraît dépasser le principe même qu'il a posé, lorsqu'il cherche à expliquer de la même façon des surfaces étendues recoupant des couches inclinées possédant une résistance uniforme, surtout lorsqu'il s'agit de surfaces rigides ne résultant pas du recoupement de vallées au stade infantile, 25.

dans le massif granitique septentrional. Pour conserver la datation du géologue hollandais, il faudrait alors supposer que la Têt a été rejetée vers le nord par une nouvelle phase d'accumulation

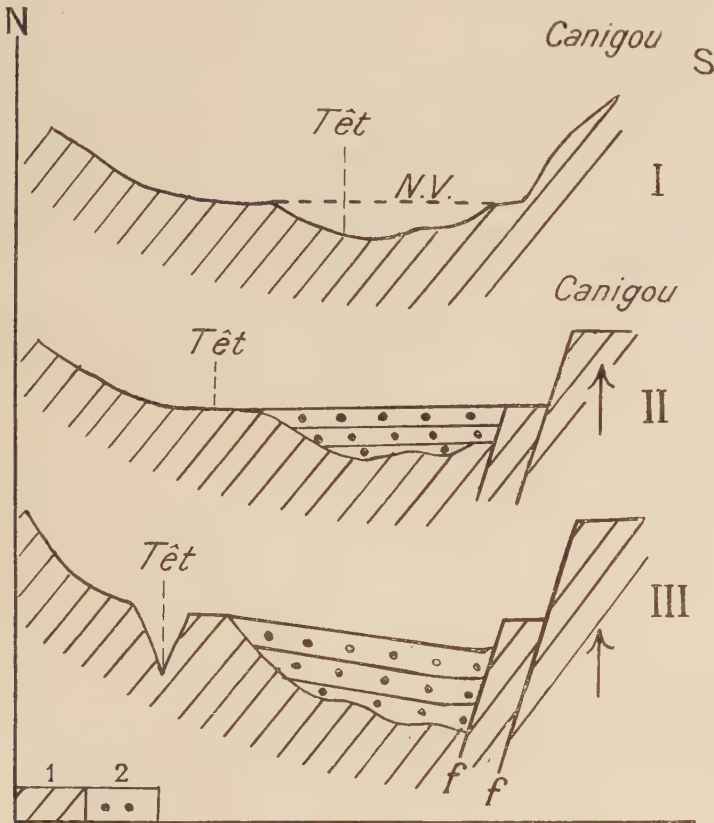


Fig. 12. — Coupes schématiques de la région de Villefranche montrant l'évolution probable de la région

I. Le niveau de Villefranche est disséqué.

II. Le massif du Canigou se soulève, tandis que son rebord se fracture et que la formation à blocs se dépose, repoussant la Têt vers le nord.

III. Les dislocations continuent, tandis que la formation à blocs est basculée vers le Canigou et que la Têt s'enfonce sur place.

1. Socle ancien. — 2. Formation à blocs. — F. : faille.

dont il ne reste aucune trace, soit au cours de l'aplanissement (et alors, le plateau de Villefranche, produit de l'abrasion latérale, n'aurait qu'une faible valeur cyclique), soit postérieurement à

l'aplanissement. Aussi préférons-nous provisoirement une solution plus simple : le niveau de Villefranche-Ambulla est antérieur à la formation du bassin et des cailloutis pliocènes. Ce sont ces cailloutis pliocènes qui ont rejeté la Têt vers le nord. Elle s'est enfoncée sur place, tandis que le versant septentrional se relevait en bloc et que les cailloutis se déformaient. C'est donc une vallée à la fois épigénique et antécédente aux mouvements postpliocènes.

LES ÉTAPES DU CREUSEMENT RÉCENT

Postérieurement à la surimposition de Villefranche, la Têt s'est enfoncée par saccades : il reste à déterminer ces étapes. A.-J. Pannekoek place cinq niveaux d'érosion avant l'époque de la formation des terrasses. Les niveaux supérieurs (niveau de Villerach et de Marquixanes) ne peuvent être retenus : leurs seules traces sont des croupes à peine planes développées sur les cailloutis pliocènes au pied du Canigou, et que le surbaissement suffit à justifier. Quant aux niveaux de Montalba et d'Arboussols, tranchant le massif granitique de la Roque-Jalère et dont nous avons déjà signalé l'existence en 1932 en les attribuant à un seul cycle d'érosion, rien ne permet de déterminer si ils sont antérieurs ou postérieurs au remblaiement pliocène. Le seul indice d'une phase de maturité cyclique postérieure à l'épigénie de Villefranche serait fourni par la vallée de Mosset : entre Cattlar et Molitg, la vallée de la Castillane est une gorge étroite taillée dans les schistes ; à partir de Molitg (540 mètres), la vallée s'élargit brusquement sur le granit ; les versants sont toujours très raides, surtout le versant droit ; mais ils aboutissent à un plancher de plus de 800 mètres de large, légèrement disséqué par la Castillane et ses affluents.

Au dessus, vient le système des terrasses, système limité au bassin de Prades et séparé du niveau de base général par le verrou épigénique de Rodès qui s'élève jusqu'à 280 mètres. Dans le cadre ainsi délimité, on distingue au moins trois terrasses :

a) *La terrasse supérieure* (rattachée par O. Mengel à une glaciation ancienne et reliée par un cône de transition aux pseudo-moraines issues du Canigou). Son altitude relative varie de 105 mètres, au sud de Codalet, à 85 mètres, au hameau de Los Masos. Au delà, cette terrasse disparaît de la topographie ; les bancs de cailloux roulés qui lui sont rapportés, sur les monticules à l'ouest de Vinça et de Rodès, ne diffèrent pas, par leur altération, des bancs sous-jacents inclus dans le remblaiement.

pliocène. Nous perdons toute trace de surface alluviale en aval de la croupe de Marquixanes.

b) *La terrasse moyenne*, dont l'altitude relative varie de 35 à 45 mètres vers l'aval, s'étend depuis Prades jusqu'au delà de Vinça.

c) *La terrasse inférieure*, qui descend jusqu'à Rodès, s'élève de 13 à 18 mètres au dessus du fleuve; elle est parfois flanquée d'une quatrième terrasse de 5 à 6 mètres de hauteur relative.

Ainsi, la haute terrasse s'abaisse vers l'aval: c'est que la rivière qui l'a créée était plus chargée que la rivière actuelle, hypothèse confirmée par la grosseur des blocs constitutants. Au contraire, la terrasse moyenne voit son altitude relative croître vers l'aval: cela est naturel, puisqu'elle s'appuie aux barrages rocheux de Rodès et Vinça. L'érosion régressive récente a été plus active à l'aval que dans le bassin amont.

LE CAPCIR

Ce troisième bassin tectonique, à la différence des précédents, est complètement indépendant des directions d'âge hercynien ou pyrénéen qu'il recoupe avec une direction générale nord-sud. A cause de son altitude moyenne bien supérieure à celle des dépressions voisines, il a été presque entièrement submergé par une couverture fluvio-glaciaire qui cache les dépôts détritiques plus anciens et limite les spéculations relatives à l'évolution morphologique de la région. Voilà pourquoi ce chapitre sera plus court que les précédents.

Comme les autres bassins, le Capcir est un fossé tectonique très *dissymétrique*. Le versant occidental présente une dénivellation assez considérable, surtout aux pieds du Roc d'Aude (plus de 600 mètres), mais il est découpé par de larges golfes en partie comblés de moraines. Les nombreuses rivières issues du massif du Carlit s'en échappent. Au contraire, le versant oriental est un escarpement de faille bien conservé, tranchant tous les affleurements géologiques perpendiculaires et à peine échancré de minuscules ravins. Les principales inflexions de la ligne de faite sont déterminées par les têtes des vallées qui descendent vers l'est. Elles présentent toutes une section supérieure mûre, développée sur le granit, avec des versants concaves et un plancher tapissé d'arènes et de gros blocs. Les torrents descendent de cuvette en cuvette, sciant de petits verrous rocheux intermédiaires qui peuvent simuler des verrous glaciaires. Si nous suivons la

vallée de Caudiès-Mont-Louis, nous rencontrons successivement : dans la Coume de l'Eygue, une haute cuvette 1.890-1.870 mètres; une première rupture de pente 1.870-1.820; une seconde cuvette 1.820-1.800; une deuxième rupture de pente 1.800-1.740; une troisième cuvette, 1.740-1.715; une troisième rupture de pente 1.715-1.650; enfin, un beau tronçon de vallée mûre en aval de Caudiès, à 1.650-1.630 mètres. Puis, une interruption brutale coïncidant avec le contact des schistes du granit : la vallée s'enfonce dans des gorges au profil convexe et dégringole de 500 mètres en 3 kilom. 5, tandis que des replats prolongent la section mûre d'amont. Nous rapportons celle-ci au niveau de la Perche.

La dissymétrie du réseau hydrographique, qui pousse la ligne de partage des eaux jusque sur l'escarpement de faille lui-même, suggère une hypothèse assez séduisante. Les vallées de la partie méridionale du massif du Madrès prolongeraient celles qui sont issues du massif du Carlit : c'est ainsi que la vallée de Railleu se place assez exactement dans le prolongement de celle de Galbé. Elles auraient été ensuite décapitées par l'effondrement du Capcir. Ainsi s'expliquerait que leur profil mûr vienne s'inscrire sur l'horizon, au sommet de l'escarpement de faille. Ici encore, la dislocation principale serait bien postérieure au cycle de la Perche.

On peut se demander ce qu'est devenu le niveau de la Perche, à l'ouest de l'escarpement de faille. Il existe probablement à une faible profondeur sous les alluvions fluvio-glaciaires de la forêt de la Matte, comme en témoignent les pointements rocheux entre 15 et 1600 mètres, qui affleurent à l'ouest des Angles. Vers le nord, ce socle ancien s'enfonce sous des argiles ligniteuses qui sont peut-être du même âge que les couches analogues de Cerdagne (pontien et pliocène inférieur). Cela confirmerait la datation prépontienne du niveau de la Perche.

Le Capcir est séparé de la Têt par un seuil aplani dans le granit et s'abaissant vers l'est de 1.800 à 1.720 mètres. Ce couloir de la Quillanne représente les restes d'un niveau postérieur au grand plateau du Carlit, mais antérieur au niveau de la Perche; près de Llagone, celui-ci est, en effet, emboîté dans le niveau de la Quillanne, sous la forme d'une large vallée mûre, plus ou moins remaniée par l'érosion glaciaire. Le long de la vallée de la Têt, un replat, coté 1.800 mètres et dominant d'une centaine de mètres le plafond alluvial du bassin de surcreusement, prolonge vers l'amont le talweg mûr du cycle de la Quillanne. Il aboutit au sommet du verrou séparant le bassin de Mont-Louis du bassin de

surcreusement du Pla des Avellans. Tout se passe donc comme si ce verrou avait été déterminé par la rupture de pente préglaciaire correspondant au contact du cycle de la Perche avec le cycle de la Quillanne. Du côté nord, le rebord de la Quillanne, en grande partie voilé par les dépôts fluvio-glaciaires, pourrait correspondre également à l'engrènement des deux cycles. Quant au versant oriental, on y retrouve la même dissymétrie du réseau hydrographique que dans le Capcir. C'est donc un escarpement de faille, mais dont l'orientation est un peu différente.

LE JEU DES TROIS BLOCS SOULEVÉS ET DES TROIS BASSINS

L'étude des trois bassins tertiaires va nous permettre de définir le style et l'âge approximatif des mouvements épirogéniques qui ont affecté les trois grands blocs soulevés de notre région: le bloc Carlit-Campearcos, le bloc Puigmal-Canigou et le bloc du Madrès. Mais il nous faut d'abord résoudre le problème des relations entre le bassin de Cerdagne et celui de Conflent, c'est-à-dire expliquer la moyenne vallée de la Têt.

Celle-ci constitue une profonde coupure où la rivière dégringole de 1.600 mètres à 600 mètres en 15 kilomètres, en séparant le massif du Madrès du massif Puigmal-Canigou. Que la vallée soit une vallée tectonique, O. Mengel l'a déjà souligné lorsqu'il a décrit les larges zones de broyage développées dans les gneiss, qui expliquent la fréquence et la gravité des phénomènes d'écroulement et de glissement sur les versants ⁽¹⁾. La dissymétrie du réseau hydrographique plaide dans le même sens. Sur la rive gauche, depuis Mont-Louis jusqu'à Olette, aucun affluent important, une muraille sans échancrure, comme si le massif du Madrès était basculé vers le nord-est. Tous les affluents se trouvent sur la rive droite. C'est là que se pose le plus grave problème : que devient le niveau de la Perche vers l'aval?

Au sud-est de Mont-Louis, celui-ci s'engage dans le goulet de la Têt en se rétrécissant progressivement; ce sont les beaux replats de Planès (1.550-1.520 mètres), profondément disséqués par l'érosion régressive. Ils sont limités au sud par un escarpement qui conserve, avec quelques atténuations, le caractère d'escarpement de faille; les formes mûres ne pénètrent pas, en effet, à l'intérieur de la montagne, le long du ruisseau de Planès.

(1) O. Mengel, 109.

En franchissant l'escarpement, le torrent subit une rupture de pente au-dessus de laquelle une section moins inclinée est suspendue vers 1.750 mètres.

Un kilomètre en aval de Planès, le niveau de la Perche disparaît, rongé par l'érosion. Bien en aval de Fontpédrouse, une série de trois replats, s'abaissant de 1.350 à 1.100 mètres, se termine au-dessus de la vallée par des facettes triangulaires. Ils semblent prolonger le niveau de la Perche et fournir un jalon intermédiaire entre les replats de Planès et le socle de Nyer-Villefranche qui s'enfonce sous les cailloutis pliocènes. Dans cette interprétation, la vallée de la Têt serait un fossé tectonique encadré de deux failles entre lesquelles le niveau de la Perche aurait glissé en se déformant. Mais toute cette grandiose construction repose, en somme, sur les trois replats précités: or, pour être complètement exact, il faut bien reconnaître que leur valeur cyclique pourrait être contestée par un morphologue très exigeant. Les facettes qui les limitent vers le nord sont, en effet, formées par un banc de quartzites rubannés beaucoup plus résistant que les gneiss encadrants et au milieu desquels la Carenga exécute son extraordinaire percée juste au moment de confluer avec la Têt. Plus au sud, une petite bande schisteuse incluse dans les gneiss a pu également faciliter par surbaissement la formation des replats.

En l'accompagnant de ces réserves, nous présenterons donc le schéma suivant de l'évolution des massifs soulevés:

- 1° Formation du niveau de la Perche avant le pontien.
- 2° Mouvements de dislocation principaux qui se marquent: par l'effondrement du Capcir et du niveau de la Perche en Cerdagne, le long d'une faille NE-SO; par le gauchissement et l'effondrement du même niveau le long de la Têt moyenne, si bien que ses restes se trouvent aujourd'hui à 1.600 mètres à Mont-Louis et à 800 mètres au-dessus de Villefranche. — Cependant, le massif du Madrès était basculé vers l'est, tout en subissant un rebroussement le long de la ligne de faille de la Têt. Le massif Canigou-Puigmal se soulevait, limité par une faille dont l'existence est certaine depuis Alp jusqu'à Planès et depuis Nyer jusqu'à Bouleternère sur le versant septentrional. Sur le versant méridional, il domine également le Vallespir par un escarpement de faille qui limite le Pla Guilhem. C'est donc un horst.

- 3° Dépôt des cailloutis pliocènes.

- 4° Rejeu de toutes les dislocations analysées précédemment (1).

(1) Dans une publication récente, O. Mengel envisage des plissements

SIERRA DEL CADÍ ET VALLÉE LONGITUDINALE DU SÈGRE

Au sortir du bassin de Bellver, le Sègre s'enfonce dans un défilé long de 20 kilomètres, dont il ne sortira que dans le bassin de la Seo d'Urgell, réplique de la Cerdagne, mais en beaucoup plus petit. Dès qu'on échappe à l'étreinte des gorges, le formidable escarpement monoclinale de la Sierra del Cadí, tourné vers le nord, domine le paysage. C'est la première apparition de la couverture secondaire et tertiaire du versant méridional. Mais son histoire ne saurait être dissociée de celle de la Zone Axiale.

SIERRA DEL CADÍ (1)

La blanche corniche calcaire, sur son socle de porphyrites boisées, présente, dans sa partie centrale, une dénivellation de 1.000 mètres pour une distance horizontale de 2.550 mètres. Elle s'allonge de l'est à l'ouest sur 25 kilomètres (fig. 13).

Essayons de dégager toutes les causes structurales de sa formation.

1° C'est une côte: les calcaires éocènes à alvéolines et les calcaires crétacés plongeant rapidement vers le sud dominent les couches plus tendres du lias et du trias, ainsi que des porphyrites permienes.

2° C'est un abrupt de faille qui se traduit directement dans le paysage, bien qu'il ait considérablement reculé. Le fait apparaît déjà dans les coupes de M. Chevalier. Les cartes de H. Boissevain montrent un réseau de failles très compliqué, hachant le soubassement hercynien qui conserve encore des lambeaux de la couverture secondaire entre la Sierra del Cadí et le Sègre (fig. 13). Bien que la surface post-hercynienne ne soit nulle part réellement dégagée, c'est elle qui imprime au paysage son aspect massif, dessinant les grosses bosses rondes du Montsech de Beixach et les lignes horizontales des montagnes de la Mata avec leur mince revêtement rouge; de même, le Pla de Turo Patalin est un morceau de pénéplaine prétriasique avec, sur les calcaires dévonien, du permo-trias surmonté de crétacé horizontal.

postwürmiens dans la région de Mont-Louis. Il s'agit sans doute d'une ondulation locale des dépôts proglaciaires poussés par le glacier (O. Mengel, 109)

(1) Mapa au 1 : 50 000, feuilles de Gosol et Bellver. Carte géologique à la même échelle par H. Boissevain.

La faille principale, parallèle à la Sierra, va de Cava à Estaña. La base du crétacé est à 1.400 mètres à Estaña, et, à 5 kilomètres plus au sud, à plus de 1.900 mètres dans la Sierra del Cadi. Son rejet augmente de l'est vers l'ouest; en face de Puig de Montella, la dénivellation est très faible, et le socle ancien est à 1.900 mètres, car des dislocations en sens contraire se compensent à peu près. Il est à 1.450 mètres près d'Estaña, à 1.300 mètres à la base du Turo de Pubill. Vers l'ouest, le socle ancien remonte de nouveau, avec une altitude minima de 1.600 mètres sur les contreforts septentrionaux de la Sierra del Cadi.

3° La dénivellation a été accentuée là où le soubassement est représenté par des couches tendres: schistes siluriens et carbonifères. Il en résulte un commencement d'inversion du relief: un sillon se creuse entre les buttes calcaires d'Estaña et de Cal Pubill et la Sierra del Cadi. Les variations d'épaisseur des couches tendres de la couverture sédimentaire agissent dans le même sens. Les porphyrites ont 600 mètres de puissance à Canal Baridana, sur les flancs de la sierra del Cadi, et 100 mètres à Cal Pubill; les valeurs correspondantes, pour le trias, sont respectivement de 170 mètres et 60 mètres (chiffres de H. Boissevain) (fig. 13).

La Sierra del Cadi occupe, en effet, l'emplacement d'une fosse permotriasique analogue à celles qui flanquent beaucoup de massifs hercyniens (comme le Massif Armoricaïn, au nord de Saint-Lô), et qui a encore continué à jouer pendant le crétacé. La faille qui a relevé la Sierra del Cadi a donc été dirigée en sens contraire de tous les mouvements épirogéniques antérieurs. Nous verrons que c'est une loi presque générale dans tout le domaine de la couverture plissée du versant espagnol.

LES TERMINAISONS DE LA SIERRA DEL CADÍ

Pour mieux comprendre l'existence de la Sierra del Cadí, il est utile de rechercher les raisons de sa disparition à l'ouest, sur le méridien de la Seo d'Urgell, à l'est sur le méridien du Col de Pandis. A partir de la cime de Cadi, la dénivellation diminue rapidement vers l'ouest. Cela tient à l'interruption de la ligne de faille et surtout à l'abaissement de l'axe subi par le pli. Comme l'ont montré G. Astre et P. Fallot, les calcaires à alvéolines de la Sierra sont débordés par le trias chevauchant de la Série de Pedraforca qui s'avance vers le nord; aussi, la ligne de faite s'ennoie-t-elle, descendant rapidement de 2.500 mètres à 1.700 mètres.

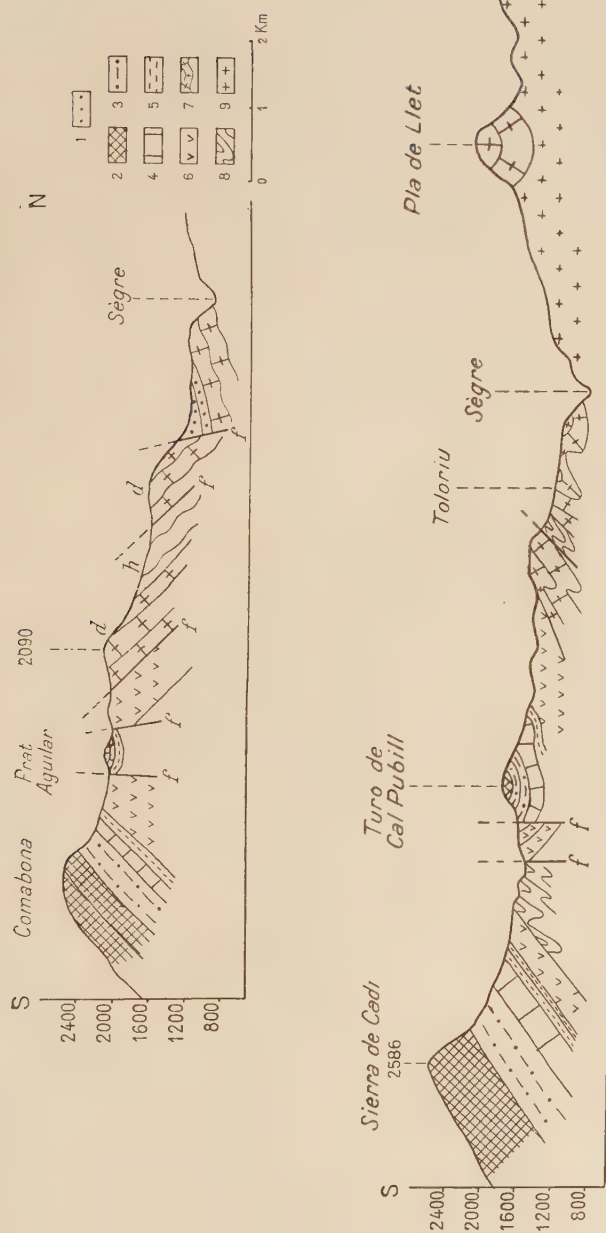


Fig. 13. — Coupes de la Sierra del Cadi à la vallée du Sègre (d'après la carte de H. Boissevain et des observations sur le terrain).

1. Conglomérats rouges pliocènes. — 2. Calcaires éocènes à alvéolines. — 3. Garumnien. — 4. Calcaires du crétacé supérieur. — 5. Keuper-Lias.
 - 6. Porphyrites perméennes. — 7. Dévonien et carbonifère. — 8. Schistes siluriens. — 9. Granit.
- La coupe supérieure est tracée à l'extrémité occidentale de la Cerdagne. La coupe inférieure passe par le centre de la Sierra del Cadi.
- F. Plan de faille et chevauchement.

L'extrémité orientale de la Sierra pose des problèmes plus complexes. La Sierra diminue progressivement de hauteur, puis, à partir du Col de Pandis, elle est relayée par un fragment de la Zone Axiale prolongeant la Tossa d'Alp. Les calcaires à alvéolines et crétacés passent sur le versant sud, en dessinant une double ligne de « hog-backs ». Cette disposition est due à des causes multiples:

1° L'atténuation de la faille verticale. Depuis le Puig de Montella jusqu'au Col de Pandis, la Sierra del Cadi n'est plus qu'une simple côte.

2° La diminution d'épaisseur de toutes les couches vers l'est. Les calcaires crétacés puissants de 200 mètres à Canal Baridana, n'ont plus que 70 mètres au Col de Pandis. Le trias, qui mesurait 170 mètres dans la partie centrale de la Sierra, n'a plus que 55 mètres dans la Sierra de Cortals et n'est plus représenté au Col de Pandis. Quant aux porphyrites, elles sont masquées en grande partie par les lambeaux de recouvrement de calcaire dévonien.

3° Le socle de la côte est plus résistant que dans la région d'Estaña. Il est formé de calcaire dévonien.

Au Col de Pandis, c'est le socle ancien qui constitue toute la crête. Le relèvement d'axe du pli de la Sierra del Cadi explique que l'érosion ait débarrassé les cimes de Moixaro (2.250 mètres) et surtout de la Tossa d'Alp (2.550), de leur couverture sédimentaire. Son action a été d'autant plus précoce que le soulèvement de la Zone Axiale s'accompagnait d'une poussée vers le sud, indiquée déjà par le décrochement d'Estenedo étudié par H. Boissvain ⁽¹⁾. Les calcaires dévoniens de Moixaro chevauchent légèrement les rhyolithes du rio de Greixa, équivalent des porphyrites du versant nord de la Sierra del Cadi. Le déversement de la Zone Axiale s'accroît ensuite progressivement au fur et à mesure qu'on se déplace vers l'est.

Une question impérieuse se pose ici: l'âge des dislocations qui ont créé la Sierra. On a des raisons de penser qu'elles sont postérieures au plissement principal et qu'elles entrent dans le même système que les failles cerdanes. Leur caractère vertical s'accorde peu avec le style des mouvements tangentiels qui ont poussé la Série de Pedraforca sur la Sierra del Cadi, ou de ceux, en sens contraire, qui ont amené le décrochement de Prat Estenedo. L'affaissement d'une portion du bloc ancien, en avant

(1) H. Boissvain, 29.

de la Sierra, relaie celui des gradins de Mata-Negra et d'Urus qui ont rejoué après le pontien et même le pliocène. Les dislocations qui précèdent la Sierra del Cadi ne sont sans doute pas aussi récentes, car l'escarpement est aujourd'hui très loin de la ligne de faille. Mais elles se laissent englober aisément dans un système de plis à grand rayon de courbure qui aurait redressé la Sierra del Cadi et la Série de Pedraforca qui la chevauche.

La reconstitution des talwegs de l'oligocène supérieur, dans la zone plissée méridionale, apporte un autre argument convergent. La présence, dans leurs dépôts, d'éléments granitiques parfois de très grande taille, montre que des torrents à forte pente descendaient de l'Andorre. Or, le granit d'Andorre est un granit de « toit » ⁽¹⁾ ; il ne devait donc pas s'élever beaucoup au-dessus de l'altitude maxima actuelle, soit 2.800 mètres. Comme la Sierra del Cadi atteint 2.500-2.600 mètres, il serait impossible d'y faire passer un talweg à pente suffisamment forte pour assurer le transport des blocs. C'est donc que la Sierra a été considérablement relevée depuis, en même temps que, par l'effondrement Seo-d'Urgell-Cerdagne, le drainage longitudinal se substituait au drainage transversal.

LA PERCÉE DU SÈGRE

Entre la Cerdagne et le bassin de la Seo, le fleuve doit racheter une différence de niveau de près de 400 mètres. Dans le bloc ancien qui s'interpose, il a tracé une coupure profonde. La question essentielle est de savoir si, au dessus des parois raides, on peut retrouver les restes d'une vieille topographie. Sur la rive droite, rien de décisif: les calcaires dévoniens étranglent la vallée et dressent leurs falaises d'un seul jet presque jusqu'à 1.600 mètres (Roch Beneido). Au contraire, dans les granits, le pan de ciel visible du fond de la gorge s'élargit; des terrasses, des fermes s'accrochent aux versants à l'extrémité de longues croupes qui se décomposent en une multitude de replats trop nombreux pour avoir une valeur cyclique. Tels sont les paysages qu'introduisent le petit batholite granitique d'Aristot et, surtout, celui, beaucoup plus considérable, de Llès.

Sur la rive gauche, par contre, la structure n'est plus seule à s'exprimer. Au dessus de la vallée encaissée, des gradins rocheux apparaissent, dépassant souvent 1 kilomètre de large, et qui

(1) Roggeven, 126.

n'avaient pas échappé à l'œil observateur de A. Penck. Leur altitude ne s'abaisse pas de façon constante vers l'aval. On les trouve à 1.150 mètres à Toloriu, à 1.200 mètres à Villanova, puis le palier s'abaisse de nouveau vers le bassin de la Seu.

H. Boissevain parallélise ce niveau avec la terrasse sicilienne (?) du bassin de Bellver. Cette datation est peu vraisemblable. Le faciès extrêmement grossier des conglomérats de la terrasse de Bellver évoque un relief en pleine jeunesse et non une phase de maturité relative. On songerait plutôt au prolongement du niveau de la Perche, mieux conservé qu'à l'extrémité occidentale de la Cerdagne, parce que n'étant plus en contact avec un bassin d'effondrement. Un gauchissement ultérieur, accompagné d'ondulations transversales, expliquerait que l'altitude moyenne du niveau soit inférieure à celle du sommet du remblaiement dans le bassin de Bellver. A l'appui de cette hypothèse, on pourrait citer une tradition rapportée par A. Penck, suivant laquelle des bancs de lignite auraient été exploités anciennement sur ces replats.

LE BASSIN DE LA SEO

Le bassin de la Seo se distingue de tous les autres bassins tertiaires étudiés jusqu'ici, par sa disposition en équerre le long du Sègre qui, après son confluent avec la Valira, tourne vers le sud. Il se compose de plusieurs sections dont l'histoire est différente, ce qui a pu faire mettre en doute son origine tectonique:

1° La section amont, entre la Seo et Alos, possède un fond plat occupé par la plaine alluviale moderne et la basse terrasse, et encadré de parois régulières, assez abruptes au nord. Dans cette section, l'absence presque complète de dépôts détritiques limite les spéculations sur l'origine de la dépression. Il faut seulement noter que le versant nord, raide et rectiligne, suggère l'idée d'un escarpement de faille résultant, soit d'une dislocation récente, soit de l'exhumation d'un accident ancien fossilisé par le remblaiement pliocène.

2° La section centrale, entre la Seo et Arbell, offre un paysage curieux de buttes aplaties atteignant 800 mètres, isolées comme des îles et séparées par de larges dépressions plus basses d'une centaine de mètres. Là sont conservés les dépôts détritiques.

La structure du bassin a été interprétée par H. Boissevain suivant sa méthode générale. A la limite de tous les affleurements

anciens inclus dans les buttes, il a placé une faille. Ces dislocations n'auraient été nivelées que par deux terrasses situées à 100 et 150 mètres au-dessus de la rivière.

Il nous faut d'abord examiner la succession des dépôts détritiques néogènes et leurs rapports avec le substratum. Dans l'ensemble, nous avons pu vérifier l'exactitude des principales divisions stratigraphiques proposées par M. Chevalier en 1909 ⁽¹⁾.

1° A la base, des argiles à lignites renferment une faune sarmatienne, qui prend un caractère pontien vers le haut, en même temps qu'apparaissent des assises plus clastiques. Au sud de la Seo, ces formations sont fortement relevées vers le rebord paléozoïque du bassin, suggérant une flexure. Au nord de la ville, les argiles fossilifères se retrouvent à la base de la colline du Firal, mais leurs relations avec le socle ancien ne sont pas claires.

2° Au-dessus, viennent des assises plus grossières: d'abord, un conglomérat rouge, composé de schistes mal roulés, bien visible sous la « Tour de Solsona », puis des argiles bleues à lignites, puis des conglomérats gris à petits éléments bien roulés et à stratification entrecroisée. Cette superposition ne s'observe pas d'ailleurs de façon invariable. On voit souvent des cailloutis de rivière ou de delta infralacuste passer latéralement à des assises plus grossières, rouges: brèches de pentes ou dépôts de marécages.

Quelles sont les relations de ces assises, qu'on peut considérer comme pliocènes, avec le substratum?

A l'ouest de la Cité, elles fossilisent un relief assez varié, composé de longues croupes schisteuses et dont l'« énergie » ⁽²⁾ atteignait 150 mètres au moins. Le contact avec le chapelet de buttes de Castellciutat ne prête guère à l'équivoque. Le « conglomérat » rouge plonge vers le sud, puis redevient horizontal et se redresse légèrement en touchant les schistes siluriens, et on passe progressivement à la roche en place, le conglomérat se chargeant d'éléments empruntés au substratum. Au dessus, les conglomérats sont ravinés par les poudingues gris qui, plus au sud, s'appuient transgressivement sur le silurien, fossilisant un versant incliné à 30°. De même, au sud du kilomètre 131 de la route d'Organya, le pliocène comble un fond de vallée établi dans les schistes: d'abord, des cailloutis rouges, puis des argiles bleues à traces végétales. Les relations avec le socle ancien paraissent les mêmes au nord du Firal (fig. 14).

(1) M. Chevalier, 39.

(2) Le mot est employé dans l'acception de H. Krebs.

Les faits sont plus complexes à la limite septentrionale de l'affleurement pliocène, au nord de Ballesta. A l'ouest de ce village, les cailloutis rouges fossilisent un versant assez doux: le contact, dirigé SO-NE, est assez sinueux; un petit îlot de la

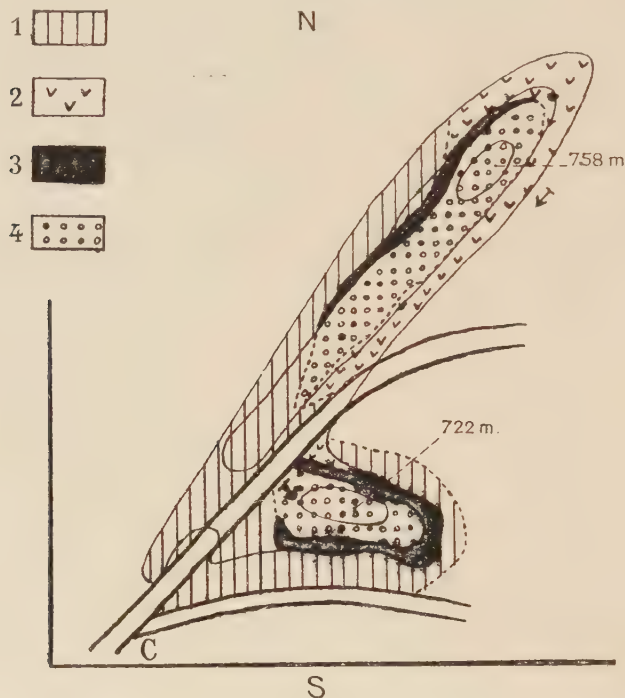


Fig. 14. — Carte schématique relevée au nord de la route de Castell-Ciutat à la Seo

1. Schistes primaires. — 2. Conglomerats rouges. — 3. Argiles à lignites. — 4. Poudingues blancs.

Les flèches indiquent le pendage.

C. Castell-Ciutat.

Les courbes de niveau sont tracées à l'équidistance de 20 mètres.

Noter l'irrégularité du contact du néogène avec le socle ancien.

formation détritique est même resté au milieu des schistes. Par contre, au nord de la cote 878, les cailloutis viennent buter de façon très brusque contre une paroi abrupte, en même temps que les assises passent à de véritables brèches: cela suggère l'idée d'un escarpement de faille, mais immédiatement antérieur au remblaiement pliocène et fossilisé par lui (fig. 14).

Continuons à suivre la ligne de contact vers l'est: la formation rouge devient latéralement moins grossière et passe aux poudingues gris dont les éléments schisteux et quartzitiques sont très bien roulés. Cela signifie que le débouché d'une rivière importante se substitue à l'escarpement. En même temps, 500 mètres au nord-est de la cote 910, la ligne de contact avec le socle ancien devient plus sinueuse. Les cailloutis, qui malheureusement ne sont plus cimentés, envahissent une topographie irrégulière.

Enfin, la formation pliocène file brusquement au sud-sud-est, suivant une ligne droite. Les poudingues gris sont fortement relevés vers l'est-nord-est; le serrage contre les parois du bassin a produit ici une flexure, peut-être une faille.

Le pliocène, et aussi les buttes aplanies de schistes primaires, sont recouverts indistinctement par une nappe de cailloux roulés. Au sud-ouest de la Seo, leur altitude moyenne s'établit vers 780-800 mètres. Au nord du Firal, le replat couvert de cailloux roulés cote 860 mètres, ce qui a conduit H. Boissevain à distinguer deux niveaux. En raison de la similitude des dépôts, il vaudrait sans doute mieux envisager la déformation d'un niveau unique. Quoi qu'il en soit, l'absence de replats correspondants, à l'aval, le long de la vallée du Sègre, montre que cet aplanissement ne s'est développé que localement dans l'aire du bassin, à la faveur de sa tendance persistante à l'affaissement.

L'évolution probable est la suivante:

1° Affaissement par flexure sur le versant sud, faille sur le versant nord, du niveau prépontien et des argiles pontiennes.

2° Dissection en croupes du versant occidental.

3° Les croupes s'enfoncent à leur tour et sont fossilisées par le remblaiement pliocène.

4° Pendant et après le remblaiement, mouvements de serrage sur les bords du bassin et affaissement, indiqués par la discordance légère des poudingues sur les conglomérats et par le redressement des assises de poudingues sur le versant nord.

5° Aplanissement, limité au bassin, tronquant les buttes primaires noyées dans le remblaiement, pendant une phase de repos relatif, c'est-à-dire pendant que l'affaissement du bassin suffisait à tenir en échec l'érosion régressive. Dépôt de la nappe alluviale supérieure.

6° Légère déformation du niveau: l'affaiblissement cessant, l'érosion régressive prend l'avantage et enlève une grande partie du remblaiement pliocène.

Avec le bassin de la Seo se termine la grande zone d'effondrement Têt-Sègre qui balafre toutes les Pyrénées Orientales. Nous avons, à plusieurs reprises, pu apprécier combien les dernières manifestations de vitalité de cet accident étaient récentes. Il serait non moins intéressant de rechercher à quel moment il a commencé à jouer. A la fin de l'Oligocène, il n'existait pas encore, comme le prouve la prépondérance du drainage nord-sud sur le versant espagnol. Les premières couches du fossé appartiennent au Sarmatien, mais nous avons des raisons de croire que, au moins dans la région d'Urus, elles s'étaient déposées dans une zone déjà effondrée. D'ailleurs, en l'absence de sondages, nous ne connaissons pas les couches profondes du bassin. Le fossé parallèle de la Chaîne Catalane renferme un aquitanien douteux, un burdigalien certain. Peut-être pourrait-on assigner le même âge aux débuts du nouveau style orogénique qui a créé le fossé Têt-Sègre et gauchi les hautes surfaces de la Zone Axiale.

CHAPITRE III

LE PROBLÈME DES SURFACES D'ÉROSION DANS LES PYRÉNÉES

LE CYCLE DE LA PERCHE *SUR LES VERSANTS DE LA ZONE AXIALE*

Au contact de la zone d'affaissement Têt-Sègre, les aplanissements cycliques possèdent une certaine continuité; nous avons pu les attribuer à un niveau principal, le niveau de la Perche. Il n'en est pas de même sur le versant méridional de la Zone Axiale et aussi sur son versant septentrional, où nous chercherons en vain ses rapports avec un ancien niveau de base jusque sur les plis des terrains secondaires et tertiaires.

I. — LE VERSANT MÉRIDIONAL : HAUTE VALLÉE DU FRESER ET DU RIGART

Les seuls restes de talwegs mûrs suspendus au-dessus des talwegs actuels, se rencontrent sur le versant sud du massif Puigmal-Canigou, dans les hautes vallées du Freser et du Rigart. Celles-ci constituent une grande zone longitudinale, déblayée dans les schistes et fermée à l'aval par la muraille de calcaires dévoniens Coma d'Armada-Taga. Sur la rive droite du torrent, à quelques kilomètres en amont de Ribas, se développe un bel ensemble de replats parfaitement nets vers 1.200 mètres, à 200 mètres au-dessus de la rivière. A la même série appartiennent deux replats de 1.000 mètres situés sur la rive gauche du Freser, au-dessus de l'Hôtel Montagut. Mais tout cela s'interrompt dès qu'on descend vers la zone des plis secondaires et tertiaires, qui ne présentent plus aucune trace de niveaux cycliques.

II. — LE VERSANT SEPTENTRIONAL :

LE RELIEF DES PAYS DE L'AUDE

Le passé n'a pas été complètement détruit; mais ses traces sont discontinues: les lambeaux aplanis qui subsistent au-dessus des talwegs actuels ne se laissent pas englober dans un réseau fluvial harmonieux dont l'action érosive va s'amplifiant vers l'aval. Ce qu'on arrive à reconstituer, c'est un système de cuvettes, de surfaces d'érosion locales, développées à la faveur d'une accalmie dans les mouvements tectoniques qui est restée insuffisante pour permettre un véritable nivellement cyclique en fonction du niveau de base général.

Ces cuvettes ont une origine très différente:

1° Une première catégorie s'explique par l'érosion différentielle; elles sont excavées dans le granit et barrées à l'aval par des calcaires verticaux.

2° Une seconde catégorie se rattache aux dépressions karstiques: elles sont nées dans un synclinal, puis se sont développées aux dépens des terrains calcaires et même du pourtour imperméable.

A. — CUVETTES GRANITIQUES

Tout se passe comme si les aires granitiques étaient plus facilement déblayées par l'érosion que les bandes calcaires.

L'observatoire du Roc d'Embrides permet de saisir d'un seul coup la plus grande partie du massif granitique de Quérigut. Paysage aux lignes douces; seuls quelques chicots rocheux émergent au milieu des champs; partout, des villages; les chemins vicinaux, les routes se multiplient avec une profusion étonnante, faciles à établir dans ce pays peu accidenté, faciles à entretenir, parce que l'arène granitique constitue un excellent revêtement qui se tasse naturellement. Mais quand on se retourne vers le nord, le regard est arrêté par la longue barre de calcaire dévonien qui court depuis la forêt de Navarre jusqu'à celle de Salvanières, paysage sévère d'arbres et de rocs, où l'Aude a enfoncé sa vallée déserte. En regardant de plus près, des notions plus complexes apparaissent; au sortir du Capcir, de chaque côté de la vallée de l'Aude, des versants doucement inclinés, dans la forêt de Carcanet et à l'est de Quérigut, permettent de reconstituer une vallée très mûre, rajeunie brutalement par la rivière qui se faufile, avec la

route, dans une gorge boisée; ces replats s'abaissent assez rapidement, vers le nord, de 1.400 mètres à 1.200 mètres en 4 kilomètres; puis la topographie devient confuse, et, dans la région d'Usson, le granit se résoud en formes molles de dégradation lente, descendant presque jusqu'au niveau de la rivière. Par sa situation et sa déformation probable, ce niveau est à rapprocher du niveau de la Têt; il a peut-être le même âge.

Mais que devient-il à l'aval? Aucune trace de replat dans la percée de l'Aude, entre Usson et Fontanes; les versants montent rapidement jusqu'à 1.300 mètres. L'ancienne vallée de l'Aude, prolongeant la vallée mûre développée dans le granit, devait être beaucoup plus étroite dans le calcaire. Entre Fontanes et Axat, on n'est pas moins embarrassé pour la reconstituer; sur la rive droite, les versants boisés montent presque d'un seul jet jusqu'à 1.500 mètres dans la forêt de Gesse. Sur la rive gauche, le replat du Clat ne peut être utilisé pour cette reconstitution, car il est visiblement structural; il correspond à une inflexion synclinale des calcaires urgoniens, qui a retenu un plan de schistes albiens. On pourrait alors chercher la prolongation de la vallée de l'Aude dans les surfaces d'érosion de Rodome, mais, en l'absence de toute trace d'alluvions anciennes, l'hypothèse est hasardée, et surtout elle ne ferait que reculer la difficulté, comme nous le verrons plus loin.

On dirait donc que la phase de stabilité n'a été assez longue que pour permettre le développement de formes adoucies sur les granits; et cette impression se confirme, si nous suivons le contact du granit et du calcaire. Le ruisseau de Laguzon rejoint l'Aude par un défilé étroit creusé dans le dévonien; à l'amont, la vallée s'épanouit dans le granit et forme la petite cuvette d'Escouloubre; le plan stratigraphique inférieur du calcaire dévonien se dégage rapidement de l'arène granitique blanchâtre qui s'y accroche encore, et est exhumé pour donner la paroi septentrionale de la cuvette dissymétrique.

Même phénomène dans la vallée de l'Aigouette et de ses affluents. La vallée est étroite et sans trace de replat dans les calcaires urgoniens et dévoniens. En remontant par la route de Roquefort-de-Sault, on a la surprise de déboucher dans une vaste dépression dissymétrique absolument plane, vers 1.020 mètres, dont le flanc nord est formé par la base du calcaire dévonien, qui se dégage du granit (fig. 15).

La dépression est tapissée d'arènes et de blocs, dans lesquels on a voulu voir, sans preuves suffisantes, un dépôt glaciaire.

De même, en remontant la vallée de l'Aigouette proprement dite, on rencontre une portion de vallée assez mûre, suspendue entre 1.200 et 1.100 mètres au-dessus des gorges de Sainte-Colombe. La rupture de pente atteint 400 mètres en 4 kilomètres. Elle coïncide exactement avec le passage du granit au calcaire. Tout

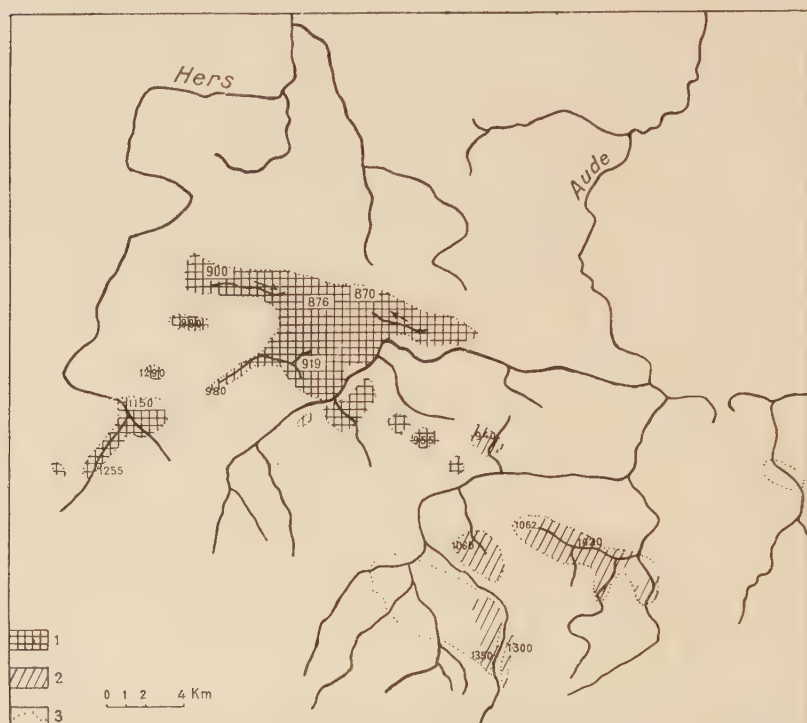


Fig. 15. — Bassins karstiques et cuvettes granitiques dans la région de l'Aude

1. Fragments de surface d'érosion des régions karstiques. Les flèches indiquent le sens de l'écoulement. — 2. Portions aplanies des bassins granitiques. — 3. Limites des bassins granitiques.

Les chiffres indiquent l'altitude, en mètre, des fragments de surface d'érosion.

cela représente sans doute les restes d'un ancien cycle, qui n'a pu évoluer que dans le granit, ce qui s'accorde bien avec nos observations dans la région de l'Agly.

Encore dans le cycle actuel, la même discrimination atténuée s'établit entre le granit et le calcaire. Le bombement cristallin de Salvezines a été complètement évidé, tandis que la couverture

secondaire forme un amphithéâtre de près de 2.000 mètres de diamètre; l'inversion de relief ainsi réalisée est bien celle qu'on pouvait attendre d'une roche peu résistante. Un examen très rapide de la carte montre que tous ces pointements du socle ancien, dont les contours ont été étudiés récemment par M. Casteras entre l'Aude et la Garonne, sont en contrebas du revêtement des calcaires crétacés (massif de la Bessède, massif de Milhas, etc.).

Evidemment, nous avons affaire à des calcaires particulièrement résistants, souvent même métamorphiques. Cependant, les phénomènes observés attirent dès maintenant l'attention sur le comportement singulier du granit.

B. — CUVETTES KARSTIQUES

LE PLATEAU DE SAULT. — C'est une surface d'érosion absolument parfaite, de 960 mètres au sud-est à 860 mètres au nord-ouest. Elle tronque les calcaires aptiens non métamorphiques, les calcaires schisteux noirs de Rodome et les calcaires marneux supérieurs, et mord largement sur le massif ancien de Bessède-Galinagues.

Or, elle ne paraît pas s'être formée en fonction du niveau de base général. En suivant les rivières actuelles, loin de voir s'élargir les formes séniles, on se heurte à des hauteurs. Du côté de l'Hers, la plateforme se rétrécit progressivement; le long du Rébenty, qui semble au premier abord le niveau de base fluvatile normal, la barrière est reportée à l'aval; le mur de Pierre-Lys monte à peu près d'un seul jet jusqu'à 900 mètres (1), alors que le profil des replats, prolongé, aboutit vers 800 mètres. Pour s'en tirer, il faudrait supposer un affaissement relatif récent du plateau de Sault.

Mais des difficultés plus graves se présentent, si nous examinons les conditions actuelles de l'écoulement dans le secteur du pays de Sault situé au nord-ouest de Rébenty. Cet écoulement est surtout souterrain; il est orienté vers le nord-ouest, et l'eau tombée sur le plateau sort en sources vauclusiennes au sud de Bélesta et de Puivert, là où les calcaires reposent sur l'éocène, en contact normal. L'abrupt-limite recule à la manière d'une côte,

(1) On pourrait être tenté de rechercher le prolongement de ce niveau sur la masse calcaire de la forêt des Fanges et du plateau de Saint-Paul. Malheureusement, aucune surface vraiment plane n'y est reconnaissable, mais seulement des ondulations d'origine fluvio-karstique (entre 850 et 1.000).

et l'érosion régressive abaisse rapidement le niveau de base karstique, parce qu'elle rencontre le plan de chevauchement à des altitudes de plus en plus basses. Aussi, la forêt de Bélesta forme-t-elle une zone bien karstifiée, au relief parfaitement chaotique, dont les nombreux entonnoirs ont été décrits par E. Martel. Toujours dans la même direction, s'incline, de Belcaire (980 mètres) et d'Espezel (910) à la cote 871, une nappe alluviale qui a tous les caractères d'une nappe d'inondation des bassins karstiques. Près d'Espezel, on relève la coupe suivante: un lit de cailloux mal roulés, comprenant des schistes noirs, des schistes satinés primaires, des grès houillers, des calcaires aptiens; au-dessus, une argile sableuse jaunâtre. Les puits émissaires étant bouchés dans la zone calcaire septentrionale, le plateau a été inondé. Les seules traces d'un écoulement normal sont localisées dans la bande synclinale de calcaire marneux. Or, le ruisseau de la Mouillère tourne le dos à l'Hers, et le ruisseau de Belvis s'éloigne du Rébenty pour finir dans un système d'entonnoirs en abordant le flanc calcaire du synclinal. Cherchons-nous vers le nord une issue normale? La route de Puivert suit une vallée sèche, de pente très faible, mais de plus en plus étroite; la vallée de Coudons, traversée par la route de Quillan, est beaucoup plus large; mais elle est séparée du plateau de Sault par un seuil de 900 mètres, criblé de dolines. Ensuite, vient un petit bassin fermé, vers 855 mètres, à fond alluvial, que des dolines périphériques travaillent à élargir: il s'agit évidemment d'une forme homologue du plateau de Sault, un peu moins élevée parce que plus proche du niveau de base.

Nous sommes donc en présence d'un écoulement souterrain dont la direction est en désaccord avec le réseau hydrographique actuel. Faut-il admettre que celui-ci est plus ancien, et que la nouvelle direction nord-ouest résulterait d'une capture souterraine, qui aurait retouché la surface d'érosion? La théorie paraît difficile à soutenir. Sans doute, le niveau de base, qui s'établit vers 450 mètres, est plus avantageux que celui du Rébenty, qui doit traverser les deux barres calcaires de Pierre-Lys et de Joucou (650 mètres). Mais tous ceux qui ont abordé des problèmes karstiques dans nos régions sont à peu près unanimes à reconnaître que l'érosion karstique verticale agit beaucoup plus lentement que l'érosion normale.

On a peine à se représenter le Rébenty se laissant dépouiller de tout le drainage du plateau d'Espezel par un larcin souterrain; et l'hypothèse serait encore plus paradoxale dans le cas de l'Hers,

qui, établi surtout dans les calcaires marneux, a dû s'enfoncer très rapidement, plus vite que les eaux qui s'infiltrèrent à travers la forêt de Bélesta.

Une autre solution serait donc préférable: on pourrait envisager l'intrusion relativement récente du réseau hydrographique dans le domaine d'un vaste bassin fermé qui s'était aplani en fonction du niveau de base d'un gouffre. En particulier, le Rébenty a coupé en deux ce qui était un véritable poljé insondable, ayant entamé par érosion régressive le long synclinal schisteux de Joucou-Marsa; il n'est pour rien dans la formation de la surface d'érosion. Celle-ci, encore aujourd'hui, continue à s'élargir vers le sud; l'attaque progresse suivant les bandes schisteuses (sillon de Roquefeuille); les « hums » autour d'Espezet sont peu à peu amenuisés sous l'action de dolines situées au bas des pentes; un tel processus leur permet de conserver longtemps leur raideur initiale. La karstification en profondeur se traduit à peine à la surface du sol par un chapelet de dolines dissymétriques qui s'étendent d'Espezet au Rébenty. L'aplanissement du pays de Sault a été évidemment inauguré à un moment où le niveau de base était relativement plus haut qu'aujourd'hui. Mais la considération des conditions actuelles permet de penser qu'une grande partie de la surface d'érosion s'est développée pendant que la région était soulevée; la naissance et la conservation de cette haute plateforme serait donc sous la dépendance d'une cause particulière qui l'aurait isolée du niveau de base général. Cette cause apparaît tout de suite comme structurale. La masse calcaire du plateau d'Espezet forme un vase clos, protégé au nord et à l'est par une bande épaisse de schistes imperméables très redressés contre l'érosion karstique verticale. Le pays de Sault appartiendrait à la famille des « karst barrés ». Au contraire, la zone septentrionale de Bélesta-Puivert, qui ne bénéficiait pas des mêmes avantages, n'a jamais été aplanie, et est profondément déchiquetée par les dépressions karstiques. Mais elle joue son rôle aussi dans la réussite extraordinaire des aplanissements de Sault; elle les a protégés à sa manière en empêchant l'érosion normale de s'attaquer aux couches schisteuses. Il est curieux de constater que cette alternance de couches perméables et imperméables a été plus favorable qu'une couche homogène. Maintenant, le Rébenty a reculé; il tronçonne l'axe du synclinal; aussitôt que l'érosion normale de ses affluents aura fait sauter la bande schisteuse qui s'interpose encore, la karstification en profondeur attaquera l'ex-poljé (fig. 16).

Cette interprétation permet également de résoudre une contradiction apparente qui aurait pu nous être reprochée: si le granit offre moins de résistance que le calcaire, comment concilier les aplanissements du pays de Sault avec les faits constatés dans la région de l'Agly ⁽¹⁾ où les barres du même calcaire dominent toujours les surfaces granitiques? D'autant plus qu'elles correspondent à des affleurements étroits enveloppés de couches tendres, proches du niveau de base du Roussillon. Mais ce sont ces conditions en apparence favorables qui ont précisément empêché le nivellement: le pays de Sault a été aplani parce qu'il était séparé du niveau de base. Au contraire, les barres calcaires du synclinal de Fenouillet étaient rapidement exhumées de leur

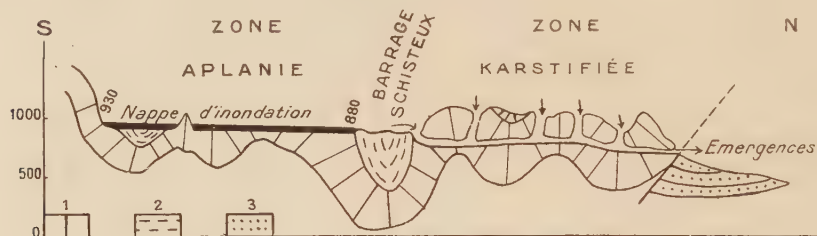


Fig. 16. — Schéma montrant la structure et la circulation hydrographique du pays de Sault

1. Calcaires crétacés. — 2. Schistes crétacés. — 3. Tertiaire.

couverture schisteuse; dès lors, elles étaient atteintes par l'immunité karstique, et les affleurements étaient trop étroits pour qu'un véritable réseau souterrain susceptible de conduire à l'établissement d'un poljé fût possible.

Plus généralement, on peut concevoir que la surface d'érosion continue à s'agrandir après que s'est terminée la période de stabilité qui lui a donné naissance. Dans ce cas, l'aplanissement ne sera bien marqué que si l'on a affaire à une roche homogène. Si la région considérée se compose d'une alternance de bandes tendres et de bandes dures, la surface d'érosion ne s'élargira pas vers l'amont, parce que les bandes tendres la maintiendront sans cesse en contact avec le niveau de base général. La difficulté, qu'on rencontre si souvent dans de telles structures, à reconstituer des surfaces d'érosion, proviendrait donc, non seulement d'une

(1) Dans la troisième partie chap. III.

incapacité de conservation, mais encore d'une incapacité de développement.

C. — LES DÉPRESSIONS KARSTIQUES SATELLITES ⁽¹⁾

Autour du plateau de Sauli, se groupent d'autres dépressions karstiques de moindre taille et qui sont restées beaucoup plus isolées de la circulation superficielle générale. La « Plaine » est allongée dans la direction des plis, mais est enfoncée dans une roche calcaire homogène; vers l'ouest, le nord et l'est, trois vallées karstifiées mènent vers des cols. Le plus bas se trouve à 150 mètres au-dessus de la dépression. Le fond est recouvert d'une nappe alluviale (970 mètres), (à l'extrémité de laquelle se trouve l'entonnoir, débouché actuel du bassin), orientée vers la vallée de Belcaire. Ainsi, la « Plaine », la vallée de Belcaire, le plateau de Sault, ceux de Rodome et d'Aunat, le bassin transversal de Coudons se sont aplanis en fonction d'un même niveau souterrain plus ou moins régulier, de 980 à 860 mètres, et qui, remontant un moment, a inondé les bassins.

La vallée de Belcaire se termine en cul-de-sac. Au delà du col des Sept-Frères, on descend vers un autre système de bassins, le bassin de Camurac et la haute vallée de l'Hers, qui pose des problèmes très complexes. Le flanc sud et les versants au-dessus de Camurac ont des formes douces, parce qu'ils correspondent aux affleurements du socle ancien (gneiss et schistes houillers). Vers le massif du Saint-Barthélémy, le bassin se termine par une muraille calcaire rectiligne oblique aux plis. Le bassin, qui a plus de 3 kilomètres de large, est drainé normalement par l'Hers et deux affluents qui viennent de la bande primaire. Entre Prades et Comus, leur profil longitudinal est peu tendu (1.225-1.150 mètres), le profil transversal évasé. Ils entaillent d'une trentaine de mètres de larges croupes plates, criblées de dolines qui se recoupent et où il faut voir la trace d'un ancien niveau légèrement supérieur au niveau actuel (1.230-1.200 mètres de Camurac à l'Hers). Au contraire, à l'aval, les murailles calcaires se rapprochent; c'est la gorge de l'Affrau, où la rivière dégringole de 1.100 à 700 mètres. On cherche d'abord la raison du contraste dans la résistance des roches; il est vrai qu'une bande de calcaire dolomitique plus friable traverse le bassin de Camurac; mais il en est de même plus au nord, dans la forêt de Gespétal. On pense

(1) Carte au 1 : 80 000 Quillan S.-O. et N.-O. — Foix S.-E. et N.-E.

ensuite à un aplanissement cyclique: mais les profils transversaux de la gorge de l'Affrau ne laissent pas de place pour son passage vers l'aval et ne marquent d'ailleurs que des ruptures de pente insignifiantes. On est donc rejeté vers une solution analogue à celle que nous avons proposée pour le plateau de Sault: l'aplanissement en fonction d'un gouffre karstique. Seulement, il faut comprendre encore pourquoi le drainage superficiel actuel s'est installé à peu près à la surface de l'ancien bassin karstique. Une première hypothèse est suggérée par la notation glaciaire de certains dépôts de l'Hers. Cette couverture glaciaire imperméable aurait ressuscité le réseau hydrographique. La vallée elle-même, avec ses flancs concaves, son tracé rectiligne, son fond alluvial plat, ne contredirait pas cette assertion. Mais d'où faire venir le glacier? Le plateau de Chioula et les massifs voisins, qui ne dépassent pas 1.700 mètres, n'ont pu fournir une alimentation suffisante; on pourrait penser à une difflue de l'Ariège: mais il faut franchir le col de Marmare, qui est à 1.350 mètres, et donner au glacier de l'Ariège au moins 750 mètres d'épaisseur. On hésite devant l'énormité du chiffre. Il reste une dernière hypothèse: la structure de la région nous montre que le socle ancien perce souvent brusquement à travers la couverture secondaire; il suffit de supposer qu'un de ces fragments, prolongeant la traînée anticlinale du col de Boum, est enfouie à une faible profondeur au nord de Comus; dans ce cas, elle arrêterait les eaux souterraines, formant un niveau de base karstique local qui expliquerait, du même coup, et l'altitude des aplanissements de Camurac, et la conservation du réseau hydrographique superficiel. On aurait quelque chose d'analogue au poljé de Lika, fermé vers la mer par un mur souterrain imperméable, de schistes primaires. Le copeau en question se reliait tout naturellement au Saint-Barthélémy. Il est bien évident que notre hypothèse ne pourra être vérifiée que par l'humanité future, qui verra le creusement régressif de l'Hers atteindre le noyau profond, et, sans attendre jusque-là, par certaines méthodes géophysiques qui permettent de déceler en profondeur les roches imperméables.

Un phénomène semblable paraît avoir déterminé la formation d'un petit bassin fermé, au nord du bassin de Camurac, le Pla du Boum (1.290 mètres). L'écoulement est évidemment orienté vers le bassin de Camurac. Nous comprendrons cette altitude exceptionnelle en considérant le système d'affleurement de schistes primaires relevant le niveau de base souterrain dans la direction du sud: d'où la formation d'un niveau de base local, qui a déter-

miné lui aussi, à un moment donné, l'alluvionnement du Pla; on peut parler ici de niveau de base karstique structural.

Une autre dépression est sous l'influence du niveau de l'Hers: c'est un petit bassin situé vers 1.400 mètres au-dessus du col de Marmare. Ici, les conditions sont très simples: il s'agit d'une cuvette tectonique au centre de laquelle subsistent les schistes albiens.

Dans l'ensemble, toutes nos surfaces d'aplanissement karstique ont dû se former à un moment où le niveau de base marin était relativement plus élevé qu'aujourd'hui: mais, dans le relief, elles en ont été toujours séparées. Ce relèvement du niveau de base a dû se poursuivre même après le façonnement des bassins: c'est le seul moyen d'expliquer les nappes alluviales d'inondation que nous avons reconnues et qui atteignent dans un petit bassin des Pyrénées Centrales, le bassin Juzet d'Izaut, plus de 100 mètres d'épaisseur.

Ainsi, les aplanissements vraiment continus correspondant au niveau de la Perche se sont développés seulement au contact de la zone effondrée Têt-Sègre. Sur le versant nord, les cuvettes granitiques et karstiques se sont probablement aplanies elles aussi avant le Pontien, mais la phase de stabilité n'a pas été assez prolongée pour permettre la formation d'une véritable surface d'érosion indifférente à la nature des roches. On peut interpréter ces faits en supposant que la masse des Pyrénées Orientales s'est soulevée de façon à peu près continue, sauf le long du sillon tectonique Têt-Sègre, où la tendance à l'affaissement contrebalançant l'effet de l'exhaussement général a pu déterminer des phases de repos. De plus, les mouvements d'effondrement liés aux failles agissent toujours de façon plus spasmodique que les mouvements épirogéniques de soulèvement.

On peut se demander quelles sont les relations de nos cuvettes granitiques et de nos poljés karstiques avec la surface d'érosion prépontienne, qui, selon L. Goron, tronque les Petites Pyrénées et la zone subpyrénéenne (56) entre 700 et 500 mètres, de part et d'autre de la vallée du Salat (1). Remarquons d'abord que cette surface paraît limitée à la zone de Piedmont. Comme le suppose justement l'auteur dans une seconde publication (57) rectifiant une opinion précédemment émise, elle se prolongerait jusqu'à 800 et 1.000 mètres, sur d'étroits replats mordant à peine le flanc nord du massif de l'Arize. De plus, toutes les coupes des anciens

(1) Citées par Carez, 3.

auteurs, à l'ouest de la vallée de l'Ariège (7), montrent que les mollasses du miocène supérieur se chargent de blocs volumineux en approchant des Petites Pyrénées, et même, si on suppose, avec D. Faucher (1), que les blocs de Varilhes appartiennent à un glaciaire ancien, cela ne saurait s'appliquer aux coupes plus occidentales. Dès lors, on est forcé d'admettre que les Pyrénées possédaient à cette époque un véritable relief montagneux. La surface des Petites Pyrénées aurait un développement à peine moins local que celui des cuvettes karstiques et granitiques. Toute cette argumentation devrait évidemment être précisée par des recherches sur le terrain, qui permettraient de définir les relations de la série détritique couronnant les Petites Pyrénées avec la molasse fossilifère, et aussi de reconstituer la topographie fossilisée par les cailloux. Malheureusement, ceux-ci ne sont pas cimentés comme sur le versant espagnol; ils glissent sur les pentes; ce qui rendra la tâche bien délicate pour celui qui l'entreprendra.

Même si cette enquête parvient à démontrer, ce qui est fort vraisemblable, que la surface des Petites Pyrénées est une surface d'érosion parfaite, il n'en restera pas moins qu'elle s'est développée dans une zone qui, au moins à partir du Pliocène, paraît s'être solidarisée avec les mouvements d'exhaussement affectant les Pyrénées Centrales, et cela d'autant plus qu'on se déplace davantage vers l'ouest, d'où la formation d'un front nord pyrénéen. Pourquoi, alors, ne pas supposer qu'il en était déjà ainsi au moment où la surface prépontienne est née? Comme la surface de la Perche, elle se serait développée dans une aire d'affaissement relatif.

SUR L'ÂGE DES HAUTES SURFACES

Il serait très important de pouvoir fixer l'âge des hautes surfaces d'érosion qui représentent un moment tout à fait singulier dans l'évolution des Pyrénées. Malheureusement, en l'absence de tout dépôt résiduel discordant, une datation directe n'est pas possible. On en est donc réduit à raisonner par analogie et à discuter des hypothèses plus ou moins plausibles. Celle qui a été proposée par H. Boissevain a au moins le mérite de la netteté. Selon lui, la topographie de maturité, dont nous retrouvons les traces sur tous les hauts massifs des Pyrénées Orientales, se serait développée durant le sarmatien et le pontien. Un soulèvement

(1) Voir la *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, *passim*.

ultérieur de 2.000 mètres au moins serait donc intervenu pendant le pliocène et le quaternaire, pour donner aux Pyrénées leur altitude actuelle.

Cette datation s'appuie d'abord sur une comparaison avec le Massif Central et la Péninsule Ibérique, dont le nivellement principal daterait du pontien. Les prémisses de ce raisonnement sont d'ailleurs contestables, puisqu'au pontien le Massif Central avait déjà atteint son altitude actuelle, par rapport au niveau actuel de la mer, (d'après H. Baulig), et que sa pénéplaine principale était déjà disséquée ⁽¹⁾.

Mais, pour le géologue hollandais, l'argument essentiel est le faciès des dépôts sarmatiens et pontiens, en Cerdagne et dans le bassin de la Seo d'Urgell. Ce sont des argiles à lignites qui ne peuvent s'être formées que dans des zones marécageuses (sous 2 mètres d'eau au maximum), latérales à des cours d'eau tranquilles. Elles portent les empreintes parfaitement conservées de végétaux aquatiques (fougères *Osmunda Potamogeton*, *Trapa*, etc.). Comme les parties les plus délicates des feuilles sont encore bien reconnaissables, cela signifie qu'elles n'ont pas subi de transport, mais qu'elles ont pourri sur place. Ainsi se précise l'emplacement des marais, coïncidant avec les affleurements de lignite.

Il nous faut examiner de plus près les paysages dans lesquels peuvent se former les lignites et leur valeur comme dépôt corrélatif d'une morphologie ancienne. Il est bien exact que, sous un climat subtropical assez humide comme celui de la Cerdagne au sarmatien-pontien, climat attesté par la flore analysée par Rérolle ⁽²⁾, l'association, sur une épaisseur suffisante et sur une grande étendue horizontale, d'argiles et de lignites, correspond à un relief sénile; les plantes de marécage des lignites signifient que la finesse des constituants minéraux n'est pas due à l'action de triage d'un lac profond, mais représente bien le matériel charrié par les rivières, avec ses dimensions moyennes. Par contre, un dépôt limité d'argile à lignites n'a aucune valeur cyclique spéciale. Il peut se former dans les bras abandonnés d'un fleuve de piedmont qui divague, et, de fait, on trouve des lignites interglaciaires dans un grand nombre de vallées subalpines (vallée d'Annecy, vallée de l'Enns, etc.). Dans le cas de la Cerdagne, les argiles à lignites d'Estavar n'étant atteintes que

(1) H. Baulig, 15.

(2) Rérolle, 124.

par des puits, on ne peut pas savoir si elles ne passent pas latéralement à des dépôts clastiques beaucoup plus grossiers. Sur la bordure méridionale de la Cerdagne, il est vrai, l'horizon lignitifère est plus continu. Il est absolument nécessaire d'évoquer un paysage très différent du paysage actuel. Le rebord de la montagne se trouvait certainement beaucoup plus loin vers le sud-est. Toutes ces considérations sont parfaitement compatibles avec l'hypothèse que les lignites se sont formées sur le niveau de la Perche ou pendant que ce niveau commençait à être modérément disséqué, mais avant le mouvement principal de dislocation qui devait soulever le massif Puigmal-Canigou et basculer vers le sud les plateaux du Carlit.

La liste des végétaux recueillis dans les argiles à lignites plaide dans le même sens. Elle réunit des plantes de climats subtropicaux, comme *Zelkova crenata*, *Cinnammomum polymorphum* et *Bumelia*, des arbres familiers des régions tempérées comme *Alnus occidentalis*, *Betula speciosa*, avec des espèces franchement froides comme *Abies saportana* et *Juniperus drupacea* qu'on trouve aujourd'hui au sommet du Taurus. Cet étagement de végétation indique que l'énergie du relief contemporain atteignait 1.200 mètres au moins, valeur bien supérieure à celle des reliefs résiduels surmontant le niveau des fonds de cirque, même en tenant compte de l'abaissement ultérieur provoqué par l'érosion fluvio-glaciaire. D'ailleurs, il est peu probable, en raison de la bonne conservation des feuilles, que celles-ci proviennent des points les plus élevés du relief pontien, très éloignés de la Cerdagne. On peut donc admettre que les lignites d'Estavar se sont formés, soit sur le niveau de la Perche, soit dans des vallées dont la partie supérieure était déjà légèrement encaissée par rapport au niveau de la Perche.

La comparaison de la flore pontienne de Cerdagne avec celle du Massif Central devrait théoriquement permettre de fixer l'altitude absolue des bassins et des plateaux pyrénéens à cette époque. Le mélange de feuilles appartenant aux différents étages de végétation empêche une détermination bien précise. On a seulement l'impression que le nombre des espèces subtropicales et l'abondance de leurs représentants sont très inférieurs en Cerdagne à ceux de la région de Privas, au pied du Massif Central (1). Le parallélisme serait plus facile avec les flores que l'on trouve sur les pentes du Vivarais et de l'Aubrac, vers 7 à 800 mètres.

(1) Marty, 74.

En admettant, avec H. Baulig, que le Massif Central est resté immobile depuis l'époque pontienne, on pourrait en déduire que la Cerdagne se trouvait déjà à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau de la mer, et que les plus hauts sommets pyrénéens dépassaient certainement 1.500 mètres. Ces conclusions nous conduisent assez loin de H. Boissevain, qui imagine le paysage pontien comme une immense pénéplaine allant du Massif Central à la Meseta Ibérique, surmontée de quelques reliefs résiduels.

Un fait plus grave paraît s'opposer à toute datation des hautes surfaces, non seulement du pontien, mais d'un moment quelconque de l'histoire pyrénéenne postérieur au plissement principal (fin de l'éocène): c'est l'absence de hauts niveaux d'érosion en dehors de la Zone Axiale.

Dans les Pyrénées Catalanes, dès que nous approchons de la couverture secondaire et tertiaire du versant méridional, nous ne rencontrons plus que des formes structurales. Le massif calcaire dévonien de la Tossa d'Alp présente déjà des formes ambiguës. L'ensemble, vu d'un sommet voisin, offre un profil adouci; la Tossa d'Alp et le Puigllansada arrondissent leurs molles coupoles, donnant l'impression d'un relief très usé. Mais celui-ci est taillé dans des calcschistes rouges peu ondulés, ce qui ôte toute valeur cyclique à ces observations.

Abordons maintenant la couverture secondaire. Dans la Sierra del Cadi, les restes des niveaux des cirques indiqués par H. Boissevain sont en réalité des lambeaux de surfaces substructurales; le Prat de Estenedo est déblayé dans les schistes garumniens et soutenu par les calcaires maëstrichtiens sous-jacents; de même, le Prat d'Aguilo est établi au contact du permotrias et des porphyrites tendres, et des calcaires maëstrichtiens durs.

Au sud de la Sierra del Cadi, l'œil est attiré par un système de formes planes. Les plus remarquables sont celles du Mont del Verde et de la Sierra de Port-del-Compte. Dans le premier cas, nous avons affaire au flanc normal d'un anticlinal couché au sud, et le plateau descend lentement vers le nord, à peu près comme les couches de calcaire crétacé (2.200-2.000 mètres). La Sierra de Port-del-Compte est très largement ondulée, suivant une direction NE-SO. Au synclinal correspondent une série de dépressions fermées, en fond de bateau, qui ont mordu assez faiblement la structure. En un seul point, au Prat de Bessies, le fond arasé du bassin tronque légèrement les deux flancs du

synclinal. Au nord-ouest, un lourd anticlinal culmine vers 2.380 mètres, au Cuatro Battles : avec la Sierra d'Oden, il s'abaisse rapidement vers le sud-ouest, et le relief fait comme lui. C'est l'allure des calcaire éocènes qui rythme ici les ondulations de ces immenses plateaux désolés (phot. II). Inversement, dès que les plis deviennent énergiques, un relief de hautes barres se dessine : je pense à la silhouette fantastique de Pedraforca (2.500 mètres), qui, de tous les sommets des Pyrénées Orientales, est le seul qui soit véritablement rébarbatif ; et la crête monoclinale de la Sierra del Cadi toute entière, comprise entre 2.500 et 2.600 mètres, semble défier les aplanissements qui, de l'autre côté du Sègre, ont affecté la Zone Axiale.

Ces constatations nous amènent à prolonger notre enquête au delà des limites occidentales de nos Pyrénées Catalanes. Nous retrouvons partout le même phénomène.

La Zone Axiale continue à porter des lambeaux de surfaces d'une grande étendue, surtout au sud de la vallée de l'Ariège et dans la région du Port de Bonaigue. Celles de la haute Ariège sont particulièrement impressionnantes. Un bloc de plateaux massifs, mais fortement gauchis, descend depuis 2.100 mètres jusqu'à 1.700 mètres au bord du profond fossé glaciaire de l'Ariège. Son individualité de vieux pays usé éclate en contraste avec les profondes gorges des ruisseaux de Luzénac et de l'Aston. Il semble que la déformation de ce niveau obéisse au style synclinal de la vallée de l'Ariège, mis en évidence par les recherches de M. Casteras. On le comprendrait mal si le crétacé de l'Ariège affleurait en fenêtre. Sur le bloc cristallin d'en face, sur le Saint-Barthélémy, les formes des versants sont encore assez molles ; mais on n'y trouve plus de véritables aplanissements. Le massif est pourtant plus près du niveau de base. On expliquerait cette anomalie si l'on supposait les hautes surfaces antérieures au plissement majeur : la Zone Axiale proprement dite aurait écrasé le synclinal de l'Ariège tout en se gauchissant, tandis que, dans le Saint-Barthélémy, masse moins considérable, les dislocations accompagnées de chevauchements faisaient disparaître les vieux reliefs secondaires.

Au contraire, sur la couverture sédimentaire plissée des Pyrénées d'Aragon, pourtant aussi élevée que la Zone Axiale, on ne rencontre plus de surface d'érosion. Les formes de hauts plateaux sont fréquemment réalisées au sud du Mont Perdu, surtout entre le Rio Cinca et la vallée d'Arazas. Les cartes et les plans en relief de Schrader les montrent fort bien. Mais ce sont

des plateaux structuraux. De Nerin, on les aborde en escaladant le front du pli couché vers le sud, et on débouche dans de larges vallées plates, encadrées de croupes grises allongées; c'est la surface supérieure des calcaires éocènes qui commence à se dégager des marnes gréseuses. La surface exhumée est aussitôt attaquée par l'érosion karstique et crevassée par les dolines. Les pentes sont si douces, qu'une couverture de loess s'y conserve encore en molles pelouses. Ainsi chemine-t-on plusieurs heures sans soupçonner les profondes entailles voisines du Canyon de Niscle et du Canyon d'Arazas (entre 1.800 et 2.000 mètres), où les couches subhorizontales dessinent de magnifiques entablements qui aident un européen à imaginer les paysages classiques du Colorado. Le relief obéit fidèlement à la tectonique; au nord, les couches nummulitiques se relèvent par une série de plis en cascades, et c'est le massif du Mont Perdu. A l'ouest, règne un régime de couches verticales, et c'est la silhouette tourmentée du Tendenera; au sud, par une brusque flexure, les couches calcaires plongent sous les marnes gréseuses, et les plateaux s'arrêtent, cédant la place à de longues croupes lourdes: ce sont les paysages monotones du synclinal d'Aragon. Nulle place, dans tout cela, pour une surface d'érosion.

Ces observations ne laissent le champ libre qu'à deux hypothèses :

— ou bien les hautes surfaces pyrénéennes sont antérieures au plissement majeur des Pyrénées, c'est-à-dire au bartonien, et alors elles n'ont pu être conservées que sur la Zone Axiale, où ce plissement a dû se traduire surtout par des cassures et des gauchissements;

— ou bien elles sont postérieures au plissement majeur, mais, sur le versant espagnol, elles ont été portées plus haut que la Zone Axiale par un mouvement épirogénique, ce qui a amené leur destruction par l'érosion.

Entre les deux termes du dilemme, le choix est difficile. La première hypothèse paraît plus tentante, parce que plus simple, et l'étude du versant espagnol lui est également favorable. Mais il ne faut pas se dissimuler qu'elle comporte également certaines difficultés :

1° Si on admet que de larges fonds de cirques représentent l'aménagement du confluent de vallées mûres, on peut ranger le cirque de Troumouse, et les replats qui le prolongent vers l'aval, parmi les témoins des hautes surfaces. Or, le cirque est établi sur un lambeau de paléozoïque chevauchant du crétacé.

Il y aurait donc là un exemple, unique d'ailleurs, de hautes surfaces postérieures au plissement pyrénéen.

2° Il est commode de refouler quelque part dans le secondaire la genèse des hauts niveaux. Encore faudrait-il préciser. On songe d'abord à la discordance précénomaniennne. Mais le paysage correspondant devait être extrêmement accidenté, comme le prouve la composition des assises détritiques cénomaniennne. Parfois, des lambeaux de couches triasiques et permienncs y sont emballés par paquets entiers; dans la région de Camarade, les blocs inclus dans les poudingues peuvent atteindre un mètre de diamètre. Il serait facile de multiplier les exemples empruntés à l'étude très minutieuse de M. Casteras. Tout cela évoque de fortes pentes, un réseau hydrographique torrentiel. On est donc conduit à rejeter la formation des hautes surfaces, soit dans le trias, soit dans la phase d'émersion qui a précédé la transgression du crétacé supérieur.

3° Mais l'objection la plus grave est introduite par la considération des rapports de notre niveau prépontien de la Perche avec les surfaces du Carlitte dans lesquelles il est emboité. Il y a 600 mètres de différence d'altitude: il faudrait donc supposer que la Zone Axiale s'est soulevée seulement de 600 mètres en réponse au plissement majeur. C'est bien peu, si l'on considère que les vallées pré-oligocènes ont été creusées, dans la masse des sédiments sud-pyrénéens, d'une profondeur au moins égale à 800 mètres, comme en témoigne l'épaisseur des poudingues post-bartoniens qui les remblaient; faudrait-il en déduire que le soulèvement sud-pyrénéen a été plus considérable pour la couverture sédimentaire méridionale que pour la Zone Axiale avant l'Oligocène? L'explication du remblaiement oligocène n'en serait pas facilitée.

L'attribution d'un âge secondaire aux hautes surfaces pyrénéennes ne peut donc être retenue qu'à titre d'hypothèse provisoire,

DEUXIÈME PARTIE

La Zone plissée du Versant méridional

I. — GÉNÉRALITÉS

Après avoir traversé les lourdes surfaces grises de la Zone Axiale, on aborde, dans la zone plissée du versant méridional, un monde nouveau au relief heurté et coloré : plateaux calcaires éocènes ou crétacés, aux abrupts vertigineux, barres en dents de scie, bassins déblayés dans les marnes bariolées garumniennes et éocènes ou dans les argiles du keuper. Hanté par les hauts niveaux d'érosion des Pyrénées Orientales, l'observateur recherche en vain leur prolongation. Partout des formes structurales, œuvre de l'érosion différentielle ; et l'on serait tenté de rejeter les Pyrénées Catalanes dans les reliefs sans histoire où le cycle actuel est le seul agent du modelé, si l'on n'y rencontrait bientôt des poudingues discordants sur toutes les formations plissées, témoins et protecteurs d'une très vieille topographie.

Leur soubassement est extrêmement irrégulier, comme l'avait déjà reconnu Vidal (143). Ils fossilisent des vallées profondes et montent jusqu'à plus de 2.000 mètres, submergeant toute la montagne. A leur base, on a trouvé des fossiles bartoniens dans la région des Nogueras, la faune de Sosis, qui a le privilège à peu près exclusif de dater ainsi le plissement principal pyrénéen ⁽¹⁾. Vers le sud, ils se raccordent aux formations détritiques continentales, d'âge oligocène, du bassin de l'Ebre. Celles-ci, par leur couleur rouge, leurs dépôts halins (sel, gypse, potasse), évoquent aussitôt le remplissage d'un bassin intérieur dans des conditions de climat semi-aride. Leur énorme épaisseur, révélée par les

(1) M. Dalloni, 44, 45, 48, Ch. Jacob, 60, 64.

sondages du bassin potassique ⁽¹⁾, atteste un long mouvement de subsidence du fond du bassin, et nos poudingues pyrénéens ne constituent qu'une manifestation superficielle de ce grandiose phénomène de remblaiement débordant sur les reliefs montagneux voisins.

Cependant, le manteau des poudingues tertiaires ne s'étend pas uniformément sur tout le versant méridional des Pyrénées. C'est un premier principe qui justifiera des divisions transversales dans l'ensemble de notre région. Un second principe de différenciation est fourni par l'échelle stratigraphique des formations éocènes et secondaires, et par leur mode de plissement qui varie rapidement de l'Ampurdan jusqu'en Aragon. Un examen, même superficiel, de la carte topographique et géologique permettra ainsi de découper le versant, suivant les méridiens, en plusieurs zones.

1° *A l'est du méridien de Pobla de Lillet*, la zone plissée est étroite (moins de 15 kilomètres de large) et peu élevée (moins de 1.500 mètres d'altitude). Elle ne renferme pas de poudingues discordants. Les faciès et le style du plissement expliquent qu'on puisse la subdiviser en deux parties.

a) A l'ouest du Pic de Bassagoda, le relief se résoud en quelques rides est-ouest alternant avec des dépressions parallèles. Nous avons affaire à un plissement régulier affectant une série sédimentaire réduite à sa plus simple expression : grès permotriasique, calcaires de l'éocène inférieur, marnes de l'éocène moyen et supérieur, et poudingues concordants avec ces marnes. C'est que la région, pendant l'ère secondaire, constituait un isthme de hauts fonds souvent émergés entre la Zone Axiale et la Chaîne Catalane.

b) A l'est de Bassagoda, le relief se complique, comporte des barres, des corniches rocheuses. H. Ashauer ⁽²⁾ a montré qu'il s'agit d'un empilement de nappes de charriage. L'échelle stratigraphique est également plus complète : aux roches précitées s'ajoutent du lias calcaire, des calcaires crétacés peu épais, mais allant de l'aptien au sénonien.

2° *A l'ouest du méridien de Pobla de Lillet*, la physionomie du versant sud change complètement. Sa largeur augmente rapidement vers l'ouest, jusqu'à atteindre 75 kilomètres le long de la Noguera Ribagorzana. Les chaînes atteignent 2.500 mètres

(1) A. Marin, 69 et 71.

(2) H. Ashauer, 3.

au pic de Pedraforca, dépassant 2.600 mètres dans la Sierra del Cadi. La plus grande partie de la région est occupée par une série sédimentaire très complète, dite Série de Pedraforca : trias, lias marneux, calcaires dolomitiques du dogger, calcaires urgoniens, marnes mésocrétacées dont l'importance va en augmentant vers l'ouest, et calcaires du crétacé supérieur qui forment l'ossature de la région, argiles et schistes garumniens, calcaires éocènes à alvéolines et marnes éocènes. Au-dessus, et c'est une caractéristique essentielle de cette zone, viennent les poudingues discordants. Au nord, dans la Sierra del Cadi, les lacunes sont plus nombreuses; il n'y a plus, dans le secondaire, que du trias et du crétacé supérieur.

Cette zone peut se subdiviser en deux parties:

a) A l'est du méridien de la Sierra de Bou Mort, la zone plissée est relativement étroite, mais très accidentée. C'est là que se trouvent les cotes maxima citées plus haut. L'extension des poudingues discordants est assez restreinte.

b) Entre ce méridien et l'Isabena, la zone plissée double presque de largeur, mais s'abaisse en s'étalant. Aucune cote ne dépasse 2.000 mètres. Le substratum n'apparaît plus qu'à travers les trous du manteau de poudingues discordants.

3° A l'ouest de l'Isabena, la couverture plissée atteint sa plus grande altitude; dans la région du Mont Perdu, elle dépasse même la Zone Axiale. Mais la caractéristique essentielle est que les poudingues discordants disparaissent.

II. — MÉTHODE DE TRAVAIL ET PRINCIPAUX RÉSULTATS

Les zones I et III, ne renfermant que des formes structurales sans histoire, ne pourront retenir longtemps l'attention. Par contre, la zone centrale mérite d'être analysée en détail. Les poudingues discordants permettent de reconstituer:

1° Le vieux paysage prébartonien qu'ils fossilisent; pour ce faire, il fallait d'abord suivre le contact, baromètre en main, et en tracer des coupes aussi nombreuses que possible. Le faciès des poudingues a fourni également de précieux renseignements. Le degré de cimentation des cailloux, leur taille, leur provenance rendent bien souvent sensible le paysage d'érosion contemporain de leur dépôt.

2° Les déformations tectoniques postérieures au plissement qu'ils enregistrent dans leur pendage.

3° Les formes structurales neuves qui en résultent.

Parmi celles-ci, il faut distinguer deux variétés:

a) Les reliefs adaptés à la structure post-bartonienne;

b) Ceux qui sont dégagés dans le substratum des poudingues et mettent en valeur une structure acquise avant le bartonien.

D'une part, cette enquête nous a imposé une nouvelle conception de la structure des Pyrénées Catalanes. D'autre part, dans beaucoup de cas, elle nous a permis d'assister en quelque sorte à la genèse du relief structural actuel. Il convient de résumer d'abord les principaux résultats obtenus, qui seront ensuite justifiés par une analyse détaillée.

I. Structure des Pyrénées Catalanes.

Les zones II et III ont d'abord été interprétées conformément à la théorie des nappes de charriage. Dès 1924, G. Astre ⁽¹⁾ considérait la majeure partie de la couverture sédimentaire, la Série de Pedraforca, comme une nappe ayant glissé vers le nord et chevauchant la Zone Axiale ou sa couverture sédimentaire autochtone conservée dans la Sierra del Cadi. Les arguments invoqués sont d'ordre stratigraphique et tectonique:

La série des couches secondaires de Pedraforca est beaucoup plus complète que celle de la Sierra del Cadi: or, elle repose sur cette dernière, le long d'une grande ligne de contact anormal suivie par MM. Jacob, Fallot et Ciry, jusqu'en Aragon. En particulier, on voit le keuper de base de la Série de Pedraforca chevaucher les marnes nummulitiques descendant du Cadi. De même, au sud, une ligne de contact anormal souvent sinueuse marque le passage aux marnes nummulitiques du bassin de l'Ebre. De là, cette conception, qui ne semble pas trop hardie aux esprits familiarisés avec les charriages alpins, que toute la Série de Pedraforca flotte sur les marnes nummulitiques autochtones du bassin de l'Ebre et de la Sierra del Cadi.

L'étude des poudingues tertiaires a fait surgir des objections qui mettent gravement en péril l'hypothèse des nappes de charriage. Elle nous a montré que le bassin de l'Ebre a été le siège d'une sédimentation à peu près continue pendant la mise

(1) G. Astre, 5.

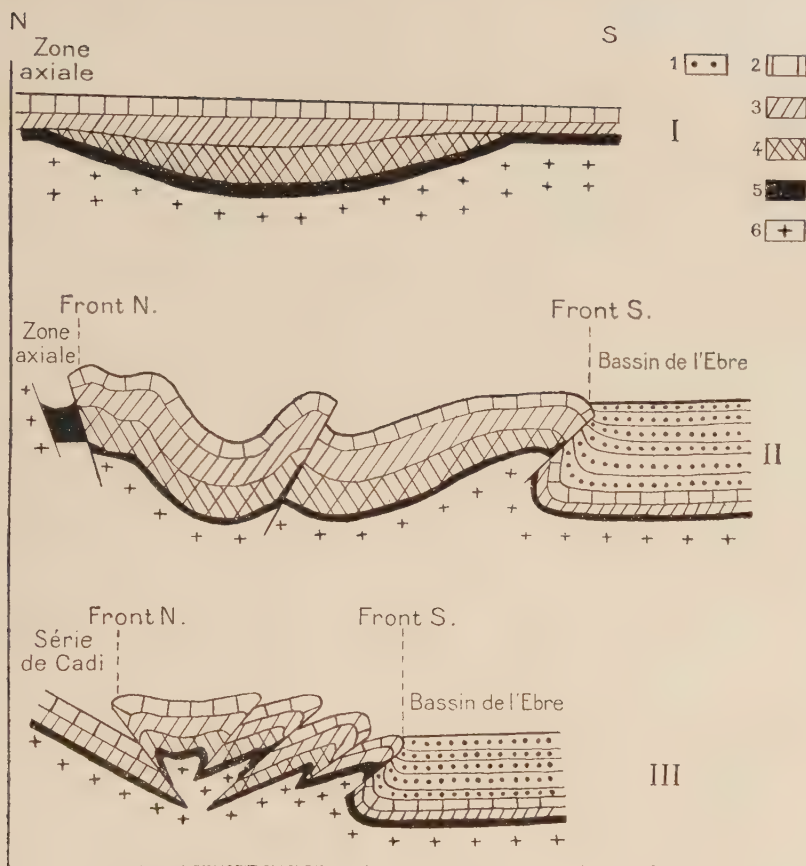


Fig. 17. — Schéma montrant la structure de la couverture plissée du versant sud pyrénéen

1. Poudingues tertiaires. — 2. Calcaires et marnes éocènes. — 3. Crétacé supérieur. — 4. Crétacé inférieur, dogger et lias. — 5. Keuper. — 6. Socle ancien.

Le profil I donne la coupe de la région à la fin de l'Eocène, avant la phase de plissement, sur la transversale du Sègre ; la sédimentation n'est continue et épaisse que dans l'axe de la Série de Pedraforca ; sur la Zone Axiale et dans le bassin de l'Ebre, seuls le Trias, le Crétacé supérieur et l'Eocène sont représentés.

Le profil II, tracé suivant la même transversale, montre les résultats du même plissement, très simplifiés : double déversement vers la Zone Axiale et le bassin de l'Ebre, amenant la série stratigraphique complète à chevaucher les séries incomplètes ; entre les deux lignes de chevauchement, les plis sont généralement déversés vers le sud. Remarquer la concordance de sédimentation des poudingues dans le bassin de l'Ebre, les éléments inférieurs étant encore intéressés par le chevauchement, sur lequel les éléments supérieurs débordent.

Le profil III montre la même structure simplifiée, à l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca. La sédimentation infra-crétacée y est beaucoup plus réduite ; d'autre part, les plis sont beaucoup plus nombreux, et les plans de chevauchement se rapprochent davantage de l'horizontale.

N.-B. — On a figuré arbitrairement le socle ancien comme participant à tous les plissements. En réalité, il est très possible que la couverture soit fréquemment décollée au niveau du Keuper, et que les dislocations du tréfonds hercynien soient plus simples.

en place et le plissement de la Série de Pedraforca. Des poudingues grossièrement concordants avec les marnes éocènes marines autochtones viennent s'appuyer, vers le nord, en discordance sur les plis de la Série de Pedraforca. Il est bien évident que, si la nappe était venue du sud, elle aurait violemment froissé les marnes avant le dépôt des poudingues post-tectoniques. On cherche en vain la cicatrice des racines.

Ces difficultés nous ont conduit à schématiser ainsi la Série de Pedraforca: un énorme champignon, dont les fronts septentrionaux et méridionaux sont des plis failles suivant les lignes de contact anormal ⁽¹⁾.

Il est intéressant de constater que les recherches indépendantes entreprises par l'école de Göttingen aboutissaient à peu près en même temps à une conclusion analogue ⁽²⁾. Comme H. Ashauer l'a fait remarquer, la superposition de la Série de Pedraforca à la Série de Cadi, moins complète, n'implique pas de grands déplacements tangentiels; en effet, à ses extrémités est et sud, la Série de Pedraforca elle-même est tout aussi pauvre; elle ne renferme plus de crétacé moyen, ni de dogger. Série de Pedraforca et Série de Cadi appartiennent donc à la même cuvette de sédimentation secondaire dont les bords offrent de nombreuses lacunes (fig. 17).

II. Datation et genèse des formes structurales.

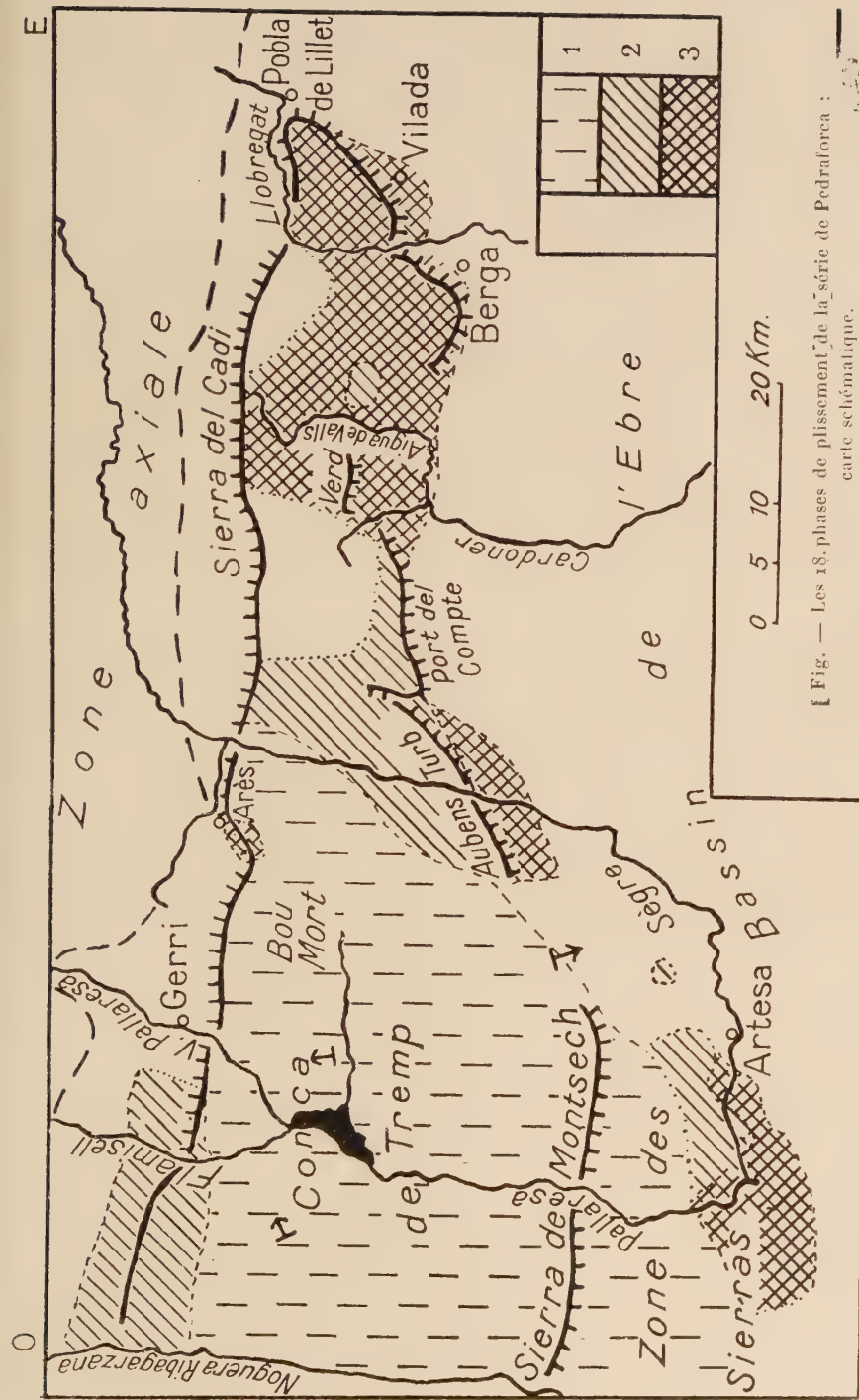
D'autre part, l'étude systématique des faciès des poudingues et de leur soubassement nous a permis de reconstituer la genèse et l'âge relatif des formes structurales. Les résultats ont été très différents à l'est et à l'ouest du Rio Sègre :

— A l'ouest, il existe une coupure nette entre les mouvements prébartoniens de plissement et les mouvements épirogéniques qui ont suivi. Le paysage prébartonien n'a subi que de légères déformations.

— A l'est, au contraire, et au contact du bassin de l'Ebre, les mouvements postbartoniens sont souvent plus importants que le plissement pyrénéen proprement dit. Les poudingues discordants étant incorporés aux plis, les phases tectoniques se multipliant, il devient très difficile d'évoquer avec quelque précision les reliefs antérieurs (fig. 18).

(1) P. Birot, 17, 21.

(2) Ashauer, 3; P. Misch, 111.



[Fig. — Les 18 phases de plissement de la série de Pedraforca :
carte schématique.

1. Régions ayant subi une seule phase de plissement, d'âge pré-bartonien; les flèches indiquent le sens des gauchissements de la couverture détritique discordante post-bartonienne. — 2. Régions ayant continué à se plisser après le Bartonien, mais où la topographie pré-bartonienne peut être encore reconstituée. — 3. Régions où le plissement principal est post-bartonien et où la topographie pré-bartonienne n'est plus conservée. Les traits à barbe indiquent les lignes de chevauchement du front nord et du front sud de la série de Pedraforca. On a laissé en blanc le bassin de l'Ebre, la Zone Axiale, ainsi que les régions de la série de Pedraforca ne renfermant pas de poudingues et où l'on ne peut pas distinguer les phases de plissement.

En allant des types d'évolution les plus simples aux types plus complexes, nous étudierons successivement:

1° *La Zone des plis simples* de la Conca de Tremp et du Sègre moyen.

2° *Le Front Nord de la Série de Pedraforca.*

3° *Le Front Sud de la Série de Pedraforca.*

4° *La Zone des Sierras* qui, au sud-ouest, précèdent ce front.

5° *L'Extrémité Orientale de la Série de Pedraforca.*

CHAPITRE PREMIER

LA ZONE DES PLIS SIMPLES ENTRE LA NOGUERA RIBAGORZANA ET LE SÈGRE

Cette zone de plis simples a subi une évolution assez facile à reconstituer. Les formes structurales ont de l'ampleur à cause de l'épaisseur des couches, de la différenciation bien marquée de l'échelle de dureté, et aussi à cause du petit nombre de plis qui ont un style préalpin relativement régulier. D'autre part, les phases tectoniques peu nombreuses y sont nettement distinctes et séparées par de longs intervalles de stabilité.

Ces caractères de simplicité s'atténuent de l'ouest vers l'est, au fur et à mesure que la Série de Pedraforca se resserre. A ce point de vue, les formes de la région du Sègre font transition avec celles des massifs orientaux de la Série de Pedraforca; tandis que la Conca de Tremp constitue une région privilégiée pour la distinction des formes structurales fossiles et des formes structurales neuves.

I. — LA CONCA DE TREMP ⁽¹⁾

Du col de Comiols, on a la meilleure vue d'ensemble de la Conca de Tremp, vaste unité de paysage et de vie, dont l'ampleur étonne dans ces Pyrénées Catalanes pleines de détails pittoresques mais discontinus à cause de l'hétérogénéité de la structure. C'est une dépression, mesurant 27 kilomètres de long sur 19 de large dans ses plus grandes dimensions, et fermée de tous côtés par des reliefs périphériques qui en font comme un monde à part; au fond, vers le nord, flamboient les poudingues rougeâtres de la Sierra de Pesonada, piquetés de pins; vers l'ouest, les poudingues de la Sierra de Lleras allongent une mince échine grisâtre entre les vallées de la Pallaresa et de la Ribagorzana; au sud, la montée régulière et puissante des calcaires sénoniens de la Sierra de Montsech inscrit sur l'horizon une longue ligne droite, à peine interrompue par une encoche au passage de la Noguera

(1) Mapa au 1 : 50.000, feuilles 290 et 252.

Pallaresa; à l'est, le contact est plus varié : près du col de Comiols c'est l'escarpement de la Sierra de la Conca, talus monoclinal formé de poudingues; plus au nord, les dômes lourds de la Sierra d'Abella et de la Sierra de Carreu. Cette dernière s'abaisse vers l'ouest en proue de sous-marin, et subdivise en deux parties la Conca de Tresp. Les deux bassins ainsi délimités offrent un paysage riant qui contraste avec l'austérité de l'enceinte que nous venons de décrire. Les gros villages et les champs s'étalent sur les terrasses déchirées par les rayures rouges ou bleuâtres des petits ravins qui entaillent les argiles garumniennes ou les marnes sénoniennes.

L'énorme épaisseur des terrains tendres dont le déblaiement facile a créé la Conca, et leur disposition régulière, sont sous la dépendance de l'histoire épirogénique du Secondaire et de l'orogénèse pyrénéenne. En effet, c'est au méridien de la Conca de Tresp que la sédimentation vaseuse du crétacé a atteint son maximum d'importance, et que les mouvements pyrénéens se sont fait le plus faiblement sentir. Entre le front nord de la Série de Pedraforca et le Montsech, qui représente le front sud de la même série, un seul pli anticlinal subsiste, celui de Carreu, déversé au sud. A l'ouest de la Noguera ce pli disparaît, et il n'y a plus qu'une grande ondulation synclinale depuis Pobla de Segur jusqu'au Montsech, faisant affleurer successivement les marnes sénoniennes, les grès maëstrichtiens dont la barre sert de point d'appui au barrage du lac de Tresp, puis les argiles et grès garumniens, enfin des calcaires éocènes affleurant dans l'axe du synclinal dont le rebord irrégulier dessine la Sierra de San-Salvador de Tolo.

La Conca de Tresp actuelle est l'héritière d'une dépression prébartonienne plus vaste, qu'une étude minutieuse de la base des poudingues permet de reconstituer. D'autre part, ces poudingues ne sont pas horizontaux; leurs ondulations doivent permettre de définir une tectonique postbartonienne qui a déterminé à son tour la création de formes structurales neuves. Tel est le double objectif qu'il faut avoir devant les yeux en étudiant le contact des poudingues avec leur substratum, le long des murs d'enceinte qui ferment la Conca de Tresp.

1° **Rebord occidental de la Conca de Tresp** (fig. 19).

a) **TOPOGRAPHIE PRÉBARTONIENNE.** — Le rebord occidental est entièrement formé par les poudingues. Ceux-ci, qui sont d'abord

Santa Engracia

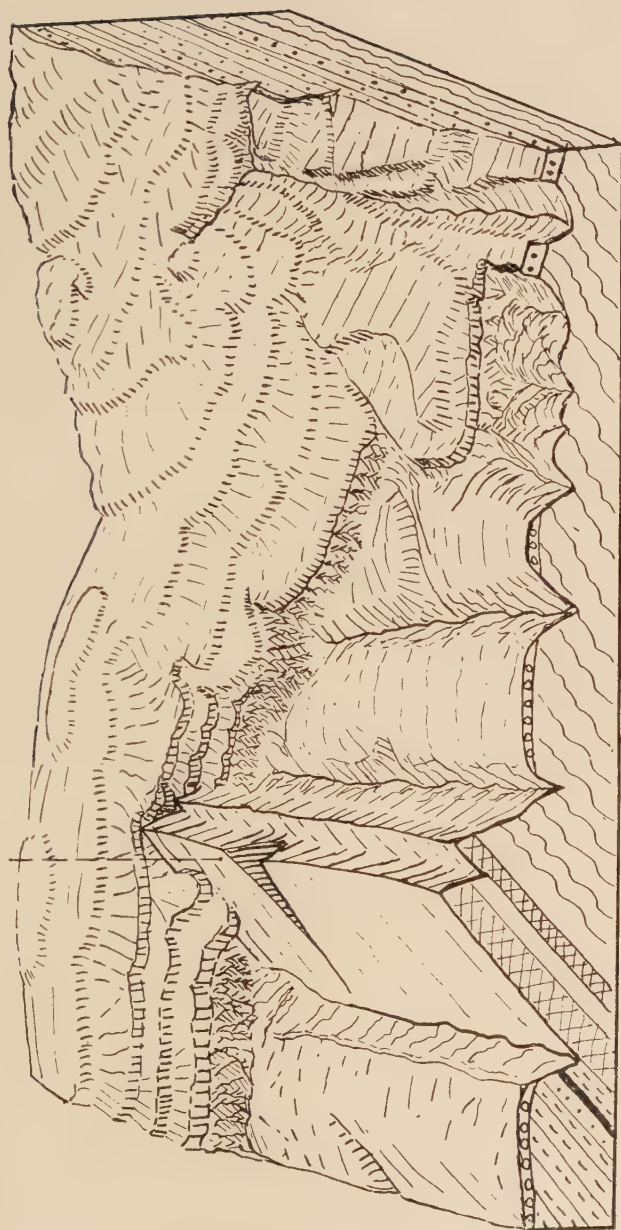


Fig. 19. — Bloc-diagramme montrant le rebord occidental de la Conca de Tremp.

1. Marnes crétaées. — 2. Maestrichtien : *a*, calcaires gréseux ; *b*, bancs marneux. — 3. Garumnien : *a*, argiles ; *b*, bancs ligniteux ; *c*, poudingues.

— 4. Poudingues post-bartoniens. — 5. Alluvions légèrement cimentées des cônes de déjections pliocènes (?).
Les poudingues post-bartoniens discordants et légèrement inclinés vers le nord (à droite de l'observateur) fossilisent une topographie variée.

Remarquer les hautes terrasses à 100-150 mètres au-dessus des vallées actuelles. Longueur approximative du bloc : 12 kilomètres.

concordants avec les marnes éocènes, débordent, vers le nord, toutes les assises crétacées, fossilisant une topographie de bassins et de barres. Le « Hog back » de grès maëstrichtien était bien dessiné, dominant, avec une hauteur relative de 250 mètres, les marnes garumniennes de Gurp et les marnes sénoniennes de Ribert (fig. 20). Les moindres nuances dans la résistance des couches étaient déjà mises en valeur: par exemple, à l'ouest de Santa-Engracia, un banc marneux d'une dizaine de mètres de largeur, et qui forme aujourd'hui une petite ligne de cols entre deux crêtes de grès, inscrit une dénivellation équivalente à la base des poudingues. Au-dessus des marnes, le contact est sensiblement rectiligne. La topographie était donc un peu plus évoluée que celle d'aujourd'hui: on peut la comparer à celle qui régnait au moment du dépôt des hautes terrasses pliocènes (³), qui seront étudiées plus loin. Elle s'étendait avec les mêmes caractères jusqu'au delà de la vallée de la Ribagorzana. En effet, la coupe du versant occidental de la Sierra de Lleras est absolument analogue; la barre gréseuse de Sapeira, prolongeant celle de Santa-Engracia, est en relief par rapport aux dépressions excavées dans les marnes sénoniennes (Espluga de Serra) et garumniennes (Esplugafreda).

b) MOUVEMENTS POST-BARTONIENS. — Ils sont enregistrés par les ondulations des poudingues. Leur base s'incline vers le nord dans la Sierra de San-Salvador, de 1.000 mètres à 600 mètres, sur une distance de 7 kilomètres. On pourrait d'abord attribuer ce phénomène au moulage des assises discordantes sur un relief prébartonien très effacé descendant vers le lac de Sosis. Mais plusieurs observations infirment cette hypothèse. En effet, la stratification reste parallèle au plan de discordance, au lieu d'être transgressive. D'autre part, le substratum a une composition uniformément tendre (marnes sénoniennes). Ces indications suggèrent déjà que la pente de la base des poudingues n'est pas originelle, mais acquise. La preuve décisive est fournie par l'examen des cailloux constitutifs: les assises supérieures renferment des éléments bien roulés en provenance de la Zone Axiale (poudingues permotriasiques, etc.). Elles ont donc été déposées par un réseau hydrographique dirigé nord-sud, puis inclinées par un mouvement à grand rayon de courbure qui a agi en sens inverse des mouvements antérieurs, puisque la partie la plus relevée correspond au synclinal de crétacé supérieur. La localisation de l'axe anticlinal post-bartonien a été fixée par la présence de la barre

des grès maëstrichtiens de Santa-Engracia. Au delà, les assises s'inclinent légèrement vers le sud (fig. 19).

Depuis, l'érosion a repris, elle a exhumé la topographie prébartonienne, et ce travail a été facilité par la faible cimentation des poudingues qui reposent sur les marnes garumniennes et sénoniennes, en application de la loi générale qui veut que *les zones de faible résistance du substratum se reproduisent dans leur couverture discordante* ⁽¹⁾. De plus, le creusement continuant au-dessous du niveau prébartonien, des formes structurales neuves ont été dégagées, tandis que les poudingues formaient corniche au-dessus des couches tendres du substratum: telle est l'origine de la Sierra de Lleras.

La topographie actuelle résulte donc: pour une distance verticale de 250 mètres, de l'*exhumation* d'une topographie prébartonienne; pour 300 mètres environ, de l'*érosion* postbartonienne.

2° Le contact des poudingues avec la terminaison septentrionale de la Série de Pedraforca.

La Conca de Tremp est fermée au nord par des bancs épais de poudingues qui reposent en discordance sur les barres calcaires et les sillons marneux développés dans les couches du crétacé moyen et inférieur, redressées à la verticale. Les profondes vallées creusées dans les poudingues par la Noguera Pallaresa et le Flamisell permettent de suivre tous les détails du relief fossilisé. Reposant sur les marnes sénoniennes et cénomaniennes, les poudingues arrivent jusqu'au niveau de la Noguera et à une centaine de mètres au-dessus du Flamisell (fig. 20): une première barre calcaire se présente, qui étrangle les rivières aux passages célèbres de l'Estret et de l'Escap del Congost. Le contact remonte aussitôt le long de la Pallaresa; les bancs durs et les bancs tendres alternent rapidement jusqu'au Front nord de la Série de Pedraforca, où les calcaires du crétacé inférieur reposent sur le keuper. Au Pic del Aguila (1.300 mètres), la dernière barre calcaire est fossilisée par des poudingues horizontaux qui descendent à 100 mètres au-dessus de la rivière. Le relief enseveli avait donc

(1) Nous avons pu vérifier à maintes reprises que, toutes les fois que les poudingues reposent sur une barre calcaire ou se trouvent à proximité, leur compacité atteint une valeur maxima. Au contraire, quand le substratum est marneux ou argileux, surtout quand les argiles sont salifères, la cimentation des cailloux reste incomplète.

une « énergie » de 600 mètres au moins. Le long du barranco de la Torre de Senlus, le phénomène apparaît encore plus nettement à la chapelle d'Espla : les poudingues montent jusqu'à 1.500 mètres, plaqués contre les calcaires crétacés. Le torrent de l'Infierno offre un exemple étonnant d'épigénie : négligeant l'affleurement des marnes grisâtres qui apparaissent 200 mètres plus au nord, il s'est enfoncé en trait de scie au milieu de la barre calcaire, créant une gorge impraticable à l'homme, dont la largeur n'excède pas 3 mètres. Il s'agit évidemment d'un phénomène de surimposition sur les poudingues et d'encaissement sur place d'autant plus remarquable que le cours d'eau est peu important. Le long du Flamisell, on peut faire les mêmes observations, mais les bancs calcaires sont moins épais, et le relief fossilisé paraît moins hardi. Dans un cas comme dans l'autre, les poudingues atteignent une altitude absolue supérieure à celle du Front de la Série de Pedraforca (1.685 mètres à Camporan). Tous ces dépôts détritiques sont horizontaux ou plongent légèrement vers le nord. On note très rarement une inflexion au contact des barres qui terminent la Série de Pedraforca. Les déformations postbartoniennes obéissent toujours au même style de relèvement vers le Montsech, et montrent une indépendance totale de la tectonique antérieure (fig. 20).

En un point seulement, l'évolution se complique : sur le versant droit de la vallée du Flamisell, près de Ciervoles, il existe deux séries de poudingues distinctes.

1° Des poudingues inférieurs plaqués contre les barres calcaires verticales qui terminent la Série de Pedraforca; ils sont très redressés (45°) et renferment quelques schistes rouges mal roulés provenant de la dépression permo-triasique.

2° Au-dessus, en complète discordance, reposent des poudingues horizontaux, amas de gros blocs bien roulés provenant de la Zone Axiale (poudingues permo-triasiques).

Comment interpréter cette coupe ?

Les poudingues inférieurs représentent le démantèlement du trias immédiatement après la mise en place de la Série de Pedraforca; les mouvements ont continué ensuite pendant que le centre de la Conca de Tresp était déjà figé et recevait des dépôts de poudingues concordant entre eux : c'est que les calcaires du front nord reposent sur du keuper particulièrement mobile. Puis, l'activité tectonique a cessé, et le remblaiement des poudingues supérieurs, apportés par des torrents descendant de la Zone Axiale, a tout noyé.

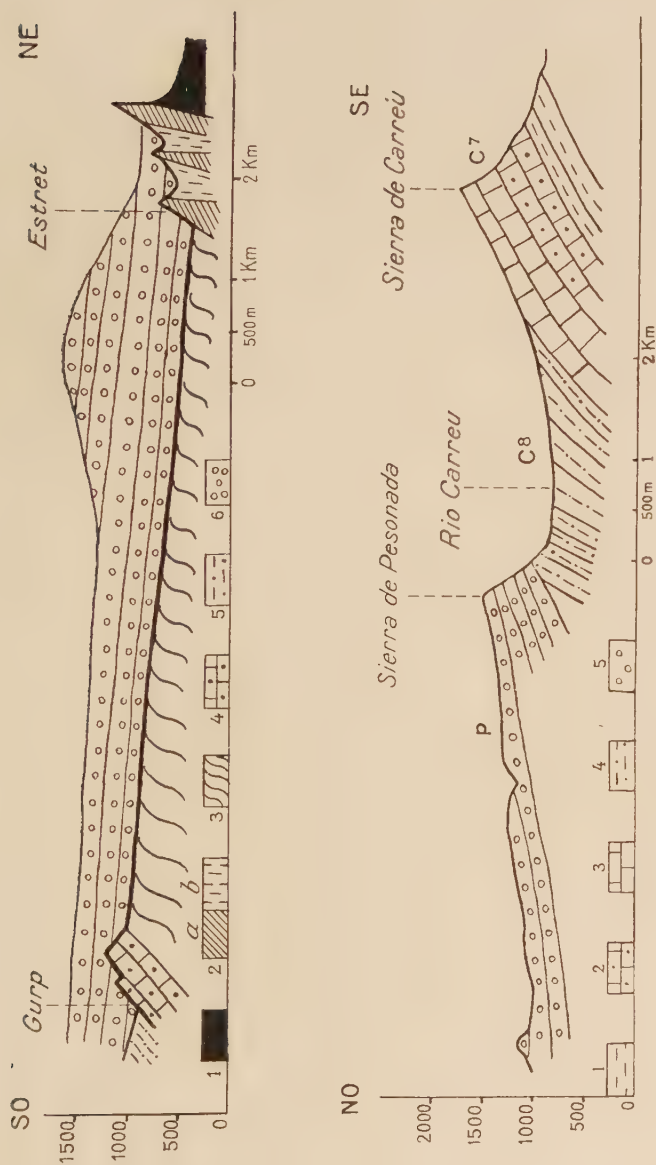


Fig. 20. — Coupes de la Conca le Temp.

En haut, coupe tracée à l'ouest de la Noguera et du Flamisell, 1. Keuper, — 2. Aptien-Albien : a, calcaires; b, marnes, — 3. Marnes du crétacé supérieur, — 4. Maëstrichtien, — 5. Garumien, — 6. Poudingues post-bartoniens.
 En bas, coupe tracée sur le rebord oriental de la Conca, 1. Marnes créacées, — 2 et 3. Grès et calcaires du crétacé supérieur, — 4. Marnes du crétacé supérieur, — 5. Poudingues post-bartoniens.
 Noter la discordance progressive à la base de la Sierra de Pesonada.

3° Le rebord oriental de la Conca de Tremp.

Les poudingues affleurent en deux masses principales, celle de la Sierra de la Conca et celle de la Sierra de Pesonada. Les poudingues de la Sierra de la Conca forment un bel escarpement monoclinale; ils reposent sur un synclinal garumnien et débordent sur les deux anticlinaux voisins, l'anticlinal d'Abella et celui, plus accidenté, du Montsech. La topographie prébartonienne était très simple: une large vallée déblayée dans la bande garumnienne peut être reconstituée vers 980 mètres d'altitude, tandis que ses versants suivaient les surfaces structurales des grès maëstrichtiens sur les flancs des deux plis. Ainsi, la base des poudingues se relève jusqu'à 1.100 mètres sur le Montsech, et jusqu'à 1.300 mètres dans la Sierra d'Abella. Ces chiffres montrent que l'énergie du relief fossilisé est à peu près du même ordre de grandeur que celle du versant occidental. Sur le flanc septentrional du Montsech, le paquet de poudingues de la Sierra del Cucu remplit une petite vallée monoclinale creusée dans le garumnien entre les grès maëstrichtiens et les calcaires éocènes.

Postérieurement, est intervenu un mouvement épirogénique indépendant des accidents antérieurs. Les assises de poudingues s'inclinent en bloc vers le sud-sud-est. C'est ce relèvement qui a amené le dégagement des marnes garumniennes de la Conca de Tremp, et la formation de la superbe côte de la Sierra de la Conca, forme structurale neuve. Ce déblaiement a abaissé la surface de la Conca actuelle à 400 mètres au-dessous du niveau prébartonien, chiffre légèrement supérieur à celui que nous avons noté sur la bordure occidentale.

A la base de la Sierra de Pesonada (fig. 20), les poudingues reposent dans une dépression creusée aux dépens des marnes sénoniennes. Ils se relèvent très fortement vers l'anticlinal de la Sierra de Carreu. On note, à la base, des pendages de 30° qui vont s'atténuant progressivement vers la partie supérieure. Il en résulte une belle forme structurale neuve, la « côte » de 500 mètres de dénivellation qui va de Claverol à Erbasabina. Cette fois, les mouvements postbartoniens ont été très violents; ils ont joué dans le même sens que les mouvements antérieurs, avec une intensité décroissante, pendant que la sédimentation continuait plus à l'ouest, contribuant pour une bonne part à l'édification de l'anticlinal de Carreu. Ainsi s'affirme déjà, sur la bordure orientale de la Conca de Tremp, une règle générale suivant laquelle les plissements ont continué jusqu'à une date

de plus en plus récente, avec des phases de plus en plus nombreuses, au fur et à mesure qu'on se déplace vers l'est.

CONCLUSION

L'évolution de la Conca de Tremp.

A l'aide de ces analyses partielles, nous pouvons maintenant résumer l'évolution de la Conca de Tremp. Dans un complexe de couches crétacées, régulièrement ondulées, l'érosion prébartonienne avait déblayé de larges vallées longitudinales dans les marnes garumniennes et sénoniennes particulièrement puissantes; la dépression septentrionale était occupée par un lac qui a déposé les calcaires et les lignites de Sosis. Ces deux dépressions étaient séparées par une crête de calcaire maëstrichtien qui dépassait 150 mètres de hauteur relative. Au sud, la Conca était limitée par la montée structurale du Montsech qui existait déjà. Au nord, une topographie plus accidentée : des bancs calcaires du crétacé inférieur alternant avec des marnes avaient été dégagés par l'érosion, donnant des barres et des sillons étroits, de 600 mètres d'altitude relative. Le pays était donc très éloigné de la maturité: les seules régions aplanies étaient les régions de couches tendres. (Cela permet de noter, en passant, que les lignites ne représentent pas forcément un dépôt de pénéplaine.) Vers l'ouest, la Conca prébartonienne s'étendait bien au delà des limites actuelles, jusque dans la vallée de la Ribagorzana et de l'Isabena. Vers l'est, elle devait s'arrêter devant les plis plus énergiques formés par les calcaires crétacés de la Sierra de Carreu et de la Sierra de Boumort.

La ressemblance de cette « Conca ancienne » avec la « Conca actuelle » est si frappante qu'on peut être tenté d'y rechercher les traces des percées transversales opérées aujourd'hui par la Noguera Pallaresa et le Flamisell. Nous ne les avons pas retrouvées. Nous ne voyons nulle part un profil de vallée transversale fossilisée: les seules vallées prébartoniennes perceptibles sont longitudinales, et si l'on examine la partie inférieure des poudingues plaqués contre les barres calcaires du crétacé inférieur, on s'aperçoit qu'ils se composent exclusivement d'éléments calcaires, alors que le permo-trias commence à quelques centaines de mètres plus au nord: la percée transversale de la Noguera n'existait donc pas à l'époque bartonienne. Les premiers éléments empruntés à la Zone Axiale apparaissent vers 1.200-1.300 mètres seulement :

cela traduit, non pas exactement, comme le veulent les anciens auteurs, le dépouillement progressif de la Zone Axiale, mais plutôt l'enfouissement du Front nord de la Série de Pedraforca par le flot montant du remblaiement. Après le comblement des vallées longitudinales par les éléments calcaires locaux, et alors seulement, de multiples vallées transversales ont pu s'établir, divaguant librement sur un glacis alluvial: le Flamisell, la Noguera auraient fixé leur cours à ce moment-là. Ce seraient donc des rivières surimposées.

En effet, toutes les formes structurales prébartoniennes ont été noyées sous le flot des poudingues, qui dépassent 1.600 mètres dans la Sierra de Camporan et jusqu'à 2.000 mètres dans la Sierra de Boumort. De la Série de Pedraforca, seuls des reliefs insignifiants devaient émerger. Mais la Zone Axiale devait posséder toujours un relief considérable, comme le prouve la grosseur des blocs des poudingues supérieurs qui en proviennent.

Après une longue période de stabilité, des mouvements épirogéniques ont gauchi la région, déprimant le nord de la Série de Pedraforca et relevant sa partie sud-ouest, tandis que la section sud-est s'enfonçait vers le bassin de l'Ebre.

Aussi, dans le premier cas, les formes structurales façonnées dans le crétacé inférieur sont-elles encore ensevelies sous le manteau des poudingues qui descendent jusqu'au fond des vallées actuelles, dans les parties les plus basses de la topographie prébartonienne, et qui « collent » d'autant mieux à leur substratum que celui-ci est calcaire et les a fortement cimentés.

Le sud de la Conca, au contraire, a été relevé; il s'ensuit que non seulement les formes prébartoniennes ont été exhumées, mais que l'érosion a travaillé bien en dessous de la surface bartonienne, créant des formes structurales neuves.

Dans la section orientale, les anticlinaux ont rejoué après le dépôt des poudingues inférieurs et pendant le dépôt des poudingues supérieurs, comme en témoigne la discordance progressive de la Sierra de Pesonada.

Le creusement vertical qui résulte de ces mouvements et aussi de l'attraction du niveau de base océanique, s'est effectué en deux étapes principales, séparées par une phase de remblaiement. Celle-ci est représentée par les immenses cônes de déjection qui reposent sur les marnes garunniennes et sénoniennes, à l'ouest de la Noguera Pallaresa. A Talarn, par exemple, leur extrémité inférieure se trouve à 120 mètres au-dessus de la rivière, tandis que leur extrémité supérieure est entaillée de 180 mètres

par le Barranco de Gurp. A cette époque, les barres maëstrichtiennes n'étaient encore que très incomplètement dégagées. Bien entendu, cette phase de remblaiement est un épisode local, limité aux roches tendres de la Conca: on ne peut prolonger ces anciens talwegs, à travers la trouée du Montsech, vers le niveau de base général. La grande irrégularité des altitudes relatives pose un autre problème; faut-il faire intervenir un soulèvement d'axe nord-sud ? ou simplement un changement de climat ? Il faut que ce dernier ait été bien considérable pour déterminer de telles variations de pente dans un modeste torrent. Quoi qu'il en soit, il s'agit d'un épisode assez ancien, probablement pliocène.

II. — LES FORMES INTERNES DANS LA RÉGION DU SÈGRE ⁽¹⁾

Sur la rive droite du Sègre, la zone des plis réguliers de la Conca de Tremp se prolonge en se resserrant, tandis que leurs axes subissent un relèvement général. Du nord au sud, ce sont l'anticlinal de la Sierra de Prada, le synclinal de Santa-Fé qui continue le synclinal d'Erbasabina, puis l'anticlinal de Montanisell qui prolonge celui de Carreu et chevauche sur son flanc sud le synclinal de Coll de Nargo.

En même temps, l'échelle de dureté se modifie; les couches sont moins épaisses; une assise de marnes disparaît: celle des marnes sénoniennes, remplacée par des calcaires. Mais les assises demeurent suffisamment puissantes, et il subsiste encore deux couches tendres: les marnes aptiennes et le garumnien, qui alternent avec les couches dures sénoniennes et urgoniennes, permettent le dégagement de formes structurales parfaites.

C'est au voisinage du Sègre que celles-ci sont le mieux réalisées (fig. 21). La Sierra de Prada est une belle voûte urgonienne débarrassée de son manteau de marnes aptiennes: celles-ci donnent deux vallées monoclinales dont la plus ample est celle qui a été creusée par le Rio Cabo. Entre les deux sillons, reste intact le synclinal perché de Santa-Fé tournant vers l'extérieur son double escarpement de calcaires sénoniens et drainé au sud par le Barranco de la Montaña. Vers l'ouest, l'axe du synclinal s'abaisse, et le fond du pli s'élargit, retenant des marnes sénoniennes. Les corniches s'écartent, tout en conservant leur hauteur, filant, l'une vers la Sierra de Carreu, l'autre vers la Sierra

(1) Mapa au 1 : 50.000, feuille n° 253.

de Boumort. Le synclinal est beaucoup moins perché; cependant, la tête du Rio de Carreu, qui descend comme le synclinal, vers la Conca de Tresp, a été tronçonnée par un ruisseau transversal venu du synclinal de Coll de Nargo. L'anticlinal de Montanisell se traduit, dans la topographie, par une voûte urgonienne, beaucoup moins imposante que la voûte de Prada. Le pli déversé vers le sud est tailladé par une multitude de cours d'eau transversaux attirés par la dépression synclinale de Coll de Nargo. Cette dernière est à la fois une dépression tectonique et une dépression d'érosion déblayée dans des schistes rouges et grès dont l'âge sera discuté plus loin (fig. 21).

Sur les flancs de la Sierra de Boumort, des paquets de poudingues discordants empâtent ces formes structurales (fig. 21); ils rendent le relief plus confus, mais permettent de départager ce qui revient à l'érosion prébartonienne et à l'érosion postérieure dans l'élaboration du relief actuel. Ils fossilisent les escarpements monoclinaux du synclinal perché, le fond du synclinal lui-même dans la région de Prats (contact vers 1.500 mètres) et les flancs de la voûte urgonienne. Dans la vallée monoclinale du Rio de Cabo, ils reposent à 1.250 mètres, près de Senus, sur les schistes aptiens redressés, et enveloppent une barre calcaire qui porte le soubassement à 1.480 mètres près de la Croix de Castells. Des mouvements postérieurs les ont ondulés et légèrement faillés (au-dessus de Senus, le pendage est vers l'ouest), mais, dans l'ensemble, il est facile de reconstituer le talweg prébartonien, qui s'inclinait vers l'est comme le talweg actuel, si bien que, dès cette époque, la Sierra de Boumort fonctionnait, comme ligne de partage des eaux, entre le Sègre et le lac de Sosis, dans la Conca de Tresp. Les cailloux remplissant les dépressions aptiennes sont très grossiers, car l'énergie du relief atteignait 400 mètres au moins, et composés d'éléments exclusivement calcaires: vers 1.500 mètres, au-dessus de la barre de la Croix de Castells, le faciès change brusquement: des dépôts plus meubles et plus polygéniques apparaissent, où se mêlent des fragments de grès rouge empruntés à la Zone Axiale: c'est la première trace d'un drainage transversal. Pas plus dans ce cas que dans celui de la Conca de Tresp, on n'en saurait tirer aucune conclusion cyclique, ni en déduire que l'ensemble du relief des Pyrénées évoluait vers la maturité. La diminution de taille des cailloux calcaires s'explique par l'ensevelissement du relief autant que par son usure. Chaque fois que l'on examine la coupe d'une série de poudingues plaqués contre les flancs d'une barre calcaire, on constate d'abord l'ame-

nuisement progressif de particules anguleuses cimentées; puis, lorsque les poudingues débordent la crête, un changement de faciès brusque, avec apparition de lits de limons et de cailloux mieux roulés. C'est qu'à ce moment, l'origine du matériel est reportée à la plus haute crête voisine. La taille des éléments provenant de la Zone Axiale correspond encore à celle des cailloux

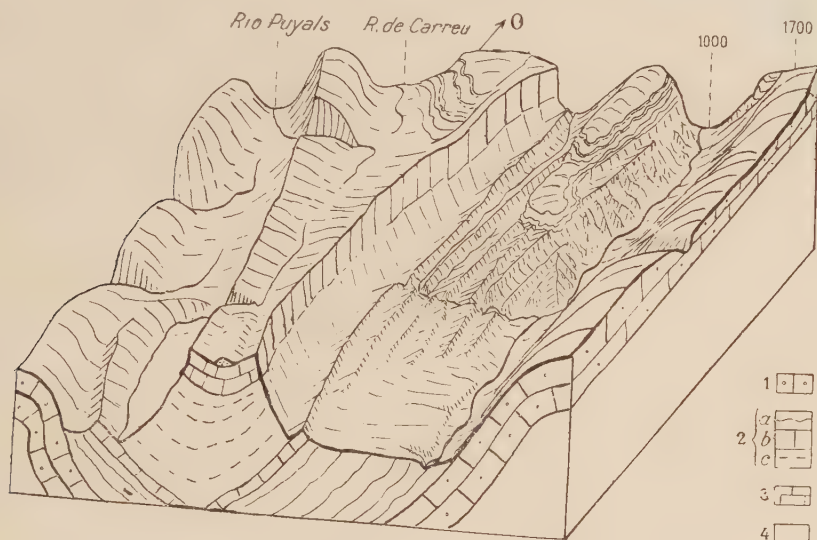


Fig. 21. — Bloc-diagramme montrant la structure et le relief des Sierras de Cabo et de Santa-Fé

1. Calcaires urgoniens. — 2. Albien-aptien-turonien. — 3. Calcaires du crétacé supérieur. — 4. Garumnien, figuré en pointillé (laissé en blanc sur la légende, par erreur).

Au fond du bloc, remarquer la présence de poudingues discordants horizontaux : au nord du Rio de Carreu, et de part et d'autre de la cote 1000.

Largeur approximative du bloc : 10 kilomètres.

que roule une grande rivière torrentielle sortant de la montagne, le Sègre, par exemple, à Oliana. La coupe observée signifie seulement que la zone de plateaux et de barres prébartoniens a été remplacée par une plaine de piedmont sur laquelle divaguaient des rivières transversales à forte pente.

Depuis, le creusement a repris, exhumant les formes prébartoniennes et descendant de 400 mètres, à Senus, au-dessous de la surface de discordance (ces chiffres n'ont qu'une valeur locale,

car, le long des cours d'eau, l'énergie du relief prébartonien devait varier comme varie l'énergie du relief actuel).

La vallée de Coll de Nargo.

La large vallée longitudinale de Coll de Nargo, malgré la simplicité de ses formes, pose cependant des problèmes encore non résolus faute d'une détermination stratigraphique précise des terrains bariolés (grès jaunes et schistes rouges) dans lesquels elle est déblayée.

Selon les anciens auteurs ⁽¹⁾, cette formation serait garumnienne, et la vallée de Coll de Nargo constituerait alors une forme structurale neuve sans histoire.

Selon H. Ashauer et P. Misch ⁽²⁾, au contraire, l'assise rutilante de Coll de Nargo représente l'oligocène inférieur dont le dépôt s'est intercalé entre deux phases de plissement. Dans ce cas, la vallée serait en partie une forme fossile prébartonienne, en partie une forme structurale traduisant directement les mouvements postbartoniens.

Il est difficile de décider entre les deux interprétations. A 4 kilomètres à l'ouest de Coll de Nargo, les conglomérats rouges chevauchés par l'urgo-aptien reposent en concordance sur des marnes noires à traces végétales et des grès jaunes, dont le pendage paraît bien parallèle à celui des calcaires gréseux du crétacé supérieur qui descendent de la Sierra d'Aubens. Malheureusement ils en sont séparés par des alluvions quaternaires. D'autre part, le faciès de la formation litigieuse se rapproche plutôt de celui du garumnien classique, avec ses bancs de schistes violets et ses conglomérats anguleux, et, sur cette impression, se fonde le diagnostic des anciens auteurs. Mais les faciès de l'oligocène sont extrêmement variables. La série détritique de Prat Formiu, au sud de la Sierra del Verd, qui est certainement oligocène, ressemble beaucoup à celle de Coll de Nargo.

Quoi qu'il en soit, le creusement a été très actif dans ces assises tendres, et les étapes en sont marquées par un système de terrasses dont la plus élevée a une altitude relative de 90-100 mètres et possède une couverture alluviale fortement cimentée. Les cônes de déjection provenant surtout du nord ont

(1) Résumés et suivis par M. Dalloni (44).

(2) *Loc. cit.* (111). — La même interprétation est étendue aux couches rouges détritiques du synclinal de Santa-Fé, qui sont pourtant à leur place normale, sur le sénonien.

repoussé la rivière de Sellent contre le revers structural de la Sierra d'Aubens. La rivière s'est ensuite enfoncée, sur place, dans les calcaires gréseux, délaissant la large bande de couches tendres, qu'elle a découpée en facettes triangulaires. Cette épigénie, datant du quaternaire ancien (p), se traduit dans le paysage avec une élégance schématique.

A l'E du Sègre.

Les formes structurales perdent leur netteté: au sud, on distingue encore la barre des calcaires sénoniens de Perles, la

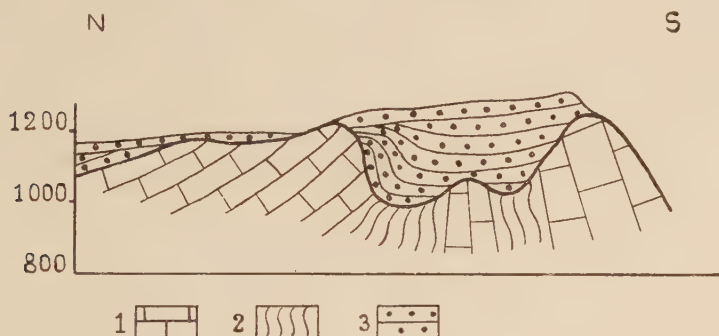


Fig. 22. — Schéma montrant les relations des poudingues avec leur substratum dans la Sierra de Forn

1. Calcaires crétacés. — 2. Marnes albiennes-aptiennes. — 3. Poudingues.

vallée monoclinale de Rio Canyelles et l'abrupt urgonien de la Sierra de Galliner; mais, plus au nord, entre le Coll des Ares et le plateau de Montaut, le relief est moins bien articulé.

Cette transformation correspond à une modification dans la structure. La zone des plis simples de la Conca de Tremp est ici serrée comme dans un étau, entre la Sierra de Montsech de Tost, fragment du socle ancien chevauché par le front nord de la Série de Pedraforca et la grande ligne de contact anormal Osera-Coll des Ares-Llinas, dirigée NE-SO, qui se traduit dans le relief par l'escarpement imposant terminant la Sierra de Portdel-Compte. Il en résulte des cassures transversales et une certaine irrégularité de plissement. D'autre part, l'aptien marneux diminue d'épaisseur, et le nombre des bancs calcaires intercalés augmente, circonstance défavorable au déblaiement de vastes dépressions longitudinales.

L'évolution postbartonienne devient, d'autre part, plus complexe; le plissement se prolonge pendant l'oligocène, comme le montrent les coupes du massif de Forn (fig. 22).

Dans l'aptien traversé par plusieurs bancs calcaires, un sillon multiple a été dégagé avant le dépôt des premiers poudingues; il est limité, au nord par des calcaires sénoniens, au sud par la montée urgonienne de la Sierra de Galliner. Cette forme fossile se suit sur trois ou quatre kilomètres de longueur, le long du sentier de Figols à Alinya qui recoupe alternativement marnes, calcaires et poudingues. L'énergie du relief varie entre 200 et 250 mètres. D'autres poudingues anciens reposent également sur les calcaires sénoniens inclinés vers la Vansa. Ce sont des brèches empruntées exclusivement au substratum et recouvrant en très faible discordance une surface substructurale. Or, le versant de la Sierra de Forn, tourné vers le Sègre, montre que ces premiers poudingues ont été plissés (fig. 22). La falaise de calcaires sénoniens a poussé vers le sud les cailloux cimentés qui s'épandaient à son pied, les relevant à la verticale et même les renversant localement. Le sommet de l'abrupt est lui-même débordé par des poudingues supérieurs discordants sur les précédents. Mais cette discordance s'éteint rapidement: à 200 mètres de l'abrupt, on note seulement une discordance progressive avec épaissement rapide des bancs vers le sud: les poudingues qui s'appuient sur le flanc sud du sillon (Sierra de Galliner) sont concordants entre eux. Cette coupe ne peut s'interpréter que de la façon suivante: après la fossilisation des premières formes structurales, les plis ont continué à se serrer. Les calcaires sénoniens, guidés par la topographie préexistante, ont légèrement chevauché le sillon aptien et ses dépôts, pendant que la sédimentation continuait plus au sud. Finalement, les mouvements tectoniques s'affaiblissant, les poudingues supérieurs ont tout enseveli. Ces derniers sont eux-mêmes inclinés en bloc vers le nord-est, avec tout le massif de Forn, par un mouvement de caractère épirogénique. Leur pendage dans cette direction, très sensible, n'est certainement pas originel; en effet, près de la cote 1.339, ils renferment des morceaux de grès rouge en provenance de la Zone Axiale: le réseau hydrographique responsable de leur dépôt était donc dirigé nord-sud. Sur le versant tourné vers la Vansa, ces poudingues sont légèrement discordants sur les brèches plus anciennes, attestant qu'en se déplaçant horizontalement vers le sud, le bloc sénonien s'est relevé.

Un dernier fragment des poudingues supérieurs se retrouve

à l'ouest du Col des Ares (1.700 mètres). Ils ont donc recouvert entièrement toute la zone de Tresp. Ils ont dû être enlevés très récemment de la Sierra de Cassals : on ne s'expliquerait pas autrement que l'aptien médian, encadré de deux masses calcaires, n'ait pas encore été déblayé. Nous retrouvons là la surface du sommet du remblaiement sensiblement nivelée, sans pouvoir encore parler de surface d'érosion en raison de l'exiguïté de ses restes.

Les poudingues ne vont pas plus loin vers l'est, si bien que l'évolution de l'important abrupt qui court de la Sierra d'Oden à Osera demeure problématique. L'escarpement, formé de calcaires éocènes et crétacés appartenant au bloc chevauché, domine un sillon creusé dans les marnes garumniennes ou dans les argiles-keupériennes du bloc chevauchant ; en somme, une véritable inversion de relief, favorisée par l'allure presque verticale du plan de chevauchement. L'hypothèse la plus vraisemblable est qu'il s'agit d'une forme structurale neuve résultant d'une phase tectonique récente. Le contact anormal coupe, en effet, sous un angle de 45°, les plis est-ouest de la Sierra de Port-del-Compte, orientés conformément à la direction qui prévaut dans la zone de Tresp, et sans doute prébartoniens comme eux. En particulier, l'anticlinal d'Alsina est tranché comme à l'emporte-pièce dessinant sur la muraille une magnifique coupe naturelle. C'est cette phase postérieure au plissement principal qui a plissé les poudingues inférieurs et basculé vers le nord les poudingues supérieurs.

Avec la Sierra de Forn, s'annonce un régime nouveau, celui qui prévaudra dans la section orientale de la Série de Pedraforca. Au plissement prébartonien ont succédé d'autres phases de plissement, agissant de façon continue, et concomitantes avec le remblaiement qui, dans l'ouest, noyait des formes déjà figées. La distinction des formes structurales fossiles en deviendra d'autant plus difficile.

CHAPITRE II

LE FRONT SEPTENTRIONAL DE LA SÉRIE DE PEDRAFORCA ET LE CONTACT AVEC LA ZONE AXIALE

Le front nord de la Série de Pedraforca est jalonné par une dépression plus ou moins continue, depuis la Pobla de Lillet jusqu'au cœur de l'Aragon. L'aspect de cette dépression varie rapidement quand on se déplace de l'est vers l'ouest.

1. *Entre Pobla de Lillet et le Montsech de Tost*, c'est un chapelet de vallées monoclinales déblayées dans le keuper, qui est à la base de la Série de Pedraforca, et dans les marnes nummulitiques chevauchées. Les calcaires crétacés couronnant la Série de Pedraforca donnent un front de côte bien individualisé, tandis que l'autre versant monte plus lentement, conformément à la pente des couches éocènes de la Sierra del Cadi appliquées directement sur la Zone Axiale.

2. *A partir du Montsech de Tost jusqu'au village de la Guardia*, l'aspect de dépression monoclinale subsiste; mais elle est plus étroite et plus profonde. En effet, le versant septentrional n'est plus formé par l'éocène de la Sierra del Cadi, mais par des fragments du socle ancien satellites de la Zone Axiale (Montsech de Tost, massif de San-Quirico). Les marnes nummulitiques disparaissent, la largeur d'affleurement des couches tendres est fort réduite; le keuper s'amincit considérablement, car le plan de chevauchement se rapproche de la verticale. Parfois même, les morceaux de socle ancien présentent une légère tendance au déversement vers le sud. Enfin, l'attraction du niveau de base du Sègre a amené un encaissement rapide des rivières monoclinales (le Rio Rojo et surtout le Rio de la Guardia) dominées par les escarpements grandioses de la Sierra de Arès.

3. *A partir de la Guardia de Arès*, l'aspect du paysage change brusquement. Le front septentrional de la Série de Pedraforca



PHOTO XI

Cliché Solé Sabaris.

La surface d'érosion de la Guardia.

La surface d'érosion, tronquant des couches très redressées, s'incline vers le nord. Au fond, la Sierra de Tàhús, fragment du socle ancien. Vue prise vers l'O.



PHOTO XII

Le Front sud de la Série de Pedraforca au mont Subirats (1925 m.). Vue prise vers l'ouest. A droite, le mont Subirats couronné de calcaires à Alvéolines. Contre lui sont plaqués des poudingues sub-horizontaux légèrement froissés à son contact : ce sont les poudingues supérieurs. La pente du premier plan correspond au plan stratigraphique d'un banc de poudingues moyens, très relevé au contact du chevauchement.

s'efface complètement et descend doucement vers une haute dépression suspendue entre 1.400 et 1.500 mètres, limitée au nord par le fragment de socle ancien de la Sierra de Tahus (1.900 m.).

4. Depuis la *Noguera Pallaresa* jusqu'à la *Noguera Ribagorzana*, c'est une vaste zone déprimée dont la largeur atteint 10 kilomètres. Au nord, elle est limitée par le front abrupt et imposant de la Zone Axiale, offrant une dénivellation moyenne de 1.000 mètres pour une distance horizontale de 4 à 5 kilomètres. Sa frontière méridionale est beaucoup moins nette: tantôt, le front nord de la Série de Pedraforca se détache nettement (par exemple, entre *Flamisell* et *Pallaresa*), tantôt il s'efface presque complètement (par exemple, le long du *Rio Mañanet*). Le fond de la zone déprimée est d'ailleurs très inégal, parce que les affleurements de keuper sont traversés de fragments du socle ancien beaucoup plus résistants (*Coma de To*, *Sierra de Santa-Coloma*, etc.). Cette véritable dépression périphérique continue avec la même physionomie dans les Pyrénées Aragonaises.

Les caractères structuraux brièvement esquissés ici ne suffisent pas à rendre compte des aspects si différents que prend le front nord de la Série de Pedraforca. Les causes profondes, il faut les chercher dans une analyse minutieuse des rapports entre les formes structurales et les poudingues discordants.

I. — SECTION ORIENTALE ⁽¹⁾

La section orientale, qui embrasse le front nord de la Série de Pedraforca depuis la *Pobla de Lillet* jusqu'à *Coll de Arnat*, ne contient pas de poudingues discordants. C'est une forme structurale neuve; et pourtant le remblaiement oligocène est monté jusque-là, comme le prouve la présence d'un petit fragment de poudingues à la cote 2.000, sur le flanc sud du pic de Pedraforca. La dépression monoclinale, qui devait certainement exister, n'a pu échapper à la fossilisation. Le déblaiement complet des poudingues déposés serait difficilement attribué au hasard: il faut supposer que la dépression monoclinale oligocène se trouvait beaucoup plus au nord, à un moment où le plan du chevauchement et la *Sierra del Cadi* elle-même étaient beaucoup moins redressés qu'aujourd'hui. C'est postérieurement au remblaiement qu'un ample mouvement de flexure a relevé tout le front nord de la Série de Pedraforca, amenant la destruction de la vallée mono-

(1) Mapa au 1 : 50.000, feuille 254.

clinale primitive, le recul du front de chevauchement, et la création de la forme structurale neuve du paysage actuel. Le style de cette deuxième phase tectonique doit avoir été, en effet, entièrement différent de la précédente; si elle avait seulement accentué le chevauchement de la série de Pedraforca vers le nord, on trouverait des poudingues discordants pincés dans le keuper de base : or, les seuls poudingues visibles sont concordants avec les marnes nummulitiques. On remarquera que cette hypothèse s'accorde avec les conclusions présentées plus haut (p. 71), au sujet de la Sierra del Cadi, dont le pli faille aurait joué tout récemment, peut-être à l'époque pontienne, en tous cas postérieurement au dépôt des derniers poudingues.

II. — LA DÉPRESSION NOGUERA-FLAMISELL ⁽¹⁾

A l'autre extrémité de notre région, la dépression périphérique du système Flamisell-Noguera offre des caractères tout opposés. Les vallées du Mañanet et du Flamisell recoupent un système de dépressions déblayées dans le keuper, dominées par des barres de calcaires dolomitiques et de poudingues permotriasiques, ainsi que par des fragments du socle ancien constitués principalement de calcaires dévoniens; le tout a été fossilisé sous une masse épaisse de poudingues, en général très peu cimentés, comme il arrive toutes les fois que le substratum est formé par du keuper. Mais l'évolution a été beaucoup plus compliquée que dans la Conca de Tresp, située pourtant sous le même méridien. Il existe, en effet, des poudingues très redressés, et d'autres complètement discordants et horizontaux. Une coupe passant par Sarroca de Bellerà et deux coupes suivant les versants du Flamisell permettront de préciser les rapports de ces poudingues entre eux (fig. 23).

Le versant gauche du Flamisell montre la base des poudingues violemment redressée au contact des calcaires dolomitiques, au sud du Barranco de Binseu. Leur pendage diminue rapidement vers le nord et, sans aucune discordance véritable, on arrive à des poudingues horizontaux qui fossilisent un abrupt comportant d'abord des grès, puis des schistes rouges, puis les poudingues permotriasiques verticaux, et enfin les calcaires dévoniens de la Coma de To; la dénivellation est de 600 mètres. Les poudingues qui s'appuient sur ce relief ancien sont extrêmement grossiers

(1) Mapa au 1 : 50.000, feuilles 214 et 252.

et comprennent des cailloux empruntés surtout au Permotrias et au Muschelkalk, quelques schistes primaires et calcaires dévoniens. La prédominance des éléments triasiques montre qu'au moment du dépôt des poudingues, les fragments du socle ancien étaient encore enrobés en grande partie dans la couverture secondaire. Cette coupe implique l'évolution suivante :

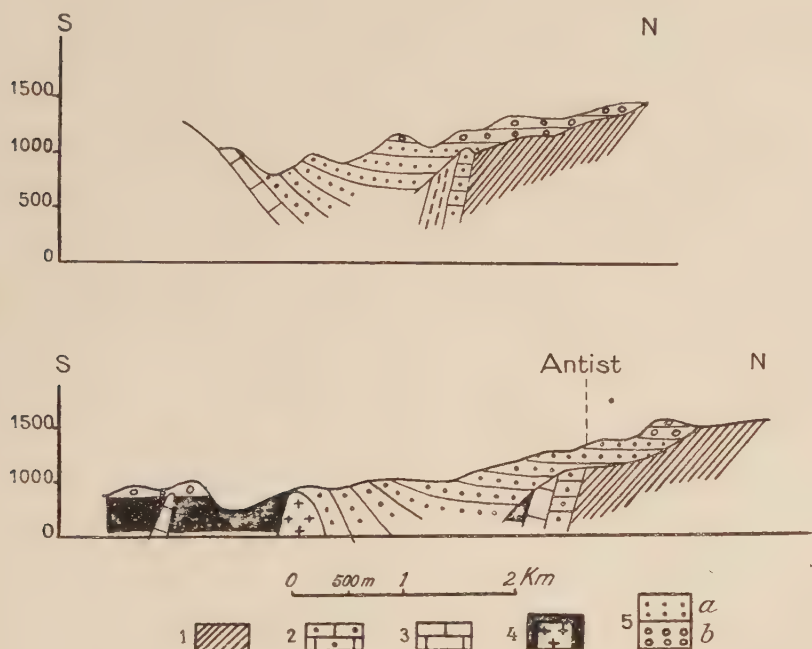


Fig. 23. — Coupes relevées au nord de Pobleta de Bellvehi, en haut sur la rive gauche du Flamisell, en bas sur la rive droite

1. Socle ancien. — 2. Grès permien. — 3. Muschelkalk. — 4. Keuper avec ophites. — 5. Poudingues oligocènes : a) bien cimentés ; b) mal cimentés.

N.-B. — Sur la coupe inférieure, à la place de 0, lire : 500.

1. Des poudingues inférieurs se sont déposés dans une dépression déblayée dans le keuper.

2. Le remblaiement a continué, gagnant sans cesse en hauteur et vers le nord, mais, pendant ce temps-là, le keuper n'a cessé de gicler, entraînant les poudingues inférieurs, tandis que les poudingues supérieurs se déposaient sur le fragment du socle ancien demeuré immobile.

Le versant droit du Flamisell donne une image analogue, quoique un peu plus complexe. Au nord du petit tunnel foré pour la route dans une barre calcaire, affleure un noyau d'ophite sur lequel reposent des poudingues inférieurs fortement inclinés vers le nord. Il s'agit bien d'une discordance stratigraphique et non d'une discordance mécanique, ainsi que le prouve la présence de galets d'ophite à la base des poudingues. Comme dans le cas précédent, ces poudingues deviennent horizontaux et fossilisent un versant préexistant qui monte jusqu'à 1.600 mètres. Au sud du noyau d'ophite, entre Pobleta de Bellvehi et Senterada, des poudingues qui paraissent horizontaux et dont la stratification est peu visible en raison de la faible cohérence des bancs, reposent sur toutes les assises du Trias. Ils sont donc complètement post-tectoniques et remplissent une nouvelle dépression creusée dans le Trias qui avait giclé en relevant les poudingues inférieurs.

A Senterada, la Série de Pedrafoca est encore déversée vers le nord, et forme une muraille continue. Il n'en va pas de même à l'ouest du Flamisell, où les calcaires crétacés des Sierras de San-Gervas et de Piñana sont déversés vers le sud. Sur le flanc septentrional de la Sierra de Piñana, reposent des poudingues discordants remplissant des sillons déblayés dans le keuper en contact anormal avec les calcaires urgoniens, tandis que ces derniers, ainsi que les calcaires dolomitiques noirs, demeuraient en saillie. Ces poudingues sont eux-mêmes affectés d'un fort pendage vers le nord, qui diminue progressivement.

Près de la Creu de Perves, les éléments constitutants sont encore empruntés au front nord de la Série de Pedraforca (calcaires) et aux schistes rouges permotriasiques. Vers le nord, la formation détritique repose sur un soubassement extrêmement varié, comprenant un fragment de socle ancien, la terminaison de la Sierra de Santa-Coloma, les calcaires du Muschelkalk, des grès rouges permotriasiques et du keuper près de Sentis. En ce dernier point, l'épaisseur de la couverture discordante n'est plus que d'une centaine de mètres. Les assises meubles ont été complètement remaniées par le ruissellement, si bien que toute trace de stratification a disparu, et qu'il est impossible de savoir si la formation a été relevée au contact de la Zone Axiale. Depuis la butte de Monebruy, les éléments de provenance septentrionale dominent nettement: blocs énormes de schistes, de quartzites et de calcaires dévonien qu'on pourrait aisément confondre avec des moraines. Même en tenant compte du ruissellement qui a isolé ces blocs à la superficie des buttes, le faciès est plus grossier

au sommet qu'à la base. A la partie supérieure du remblaiement, la Zone Axiale était plus éloignée que jamais de l'état de pénélaine; il est probable qu'elle s'était même soulevée en masse pendant le dépôt de ces cailloutis récents. D'autre part, la présence de fragments granitiques, résidus ayant échappé à la décomposition de nappes alluviales autrefois mieux fournies, demande une explication. En effet, le Mañanet actuel ne pénètre pas dans le batholite granitique du massif des Encantats. Il faut donc supposer, ou une décapitation de la tête du Flamisell oligocène par la Noguera de Tor, ou une divagation latérale de l'ancienne rivière dans la dépression périphérique. Quoi qu'il en soit, le relief relatif de la Zone Axiale devait être au moins aussi énergique qu'aujourd'hui.

Entre Pallaresa et Famisell, le front nord de la Série de Pedraforca domine de 3 à 400 mètres un large couloir nivelant sommairement vers 1.000 mètres, les différentes assises du Trias et portant les champs de Peramea, Bretuy et Moncortès. Il a été excavé postérieurement au dépôt des poudingues inférieurs du Flamisell. Près de Bretuy (cote 1.207), ceux-ci plongent fortement (45°) vers l'est-nord-est. Quelques centaines de mètres plus au nord, des poudingues beaucoup plus rouges sont presque horizontaux: il s'agit sans doute d'une discordance locale, les poudingues supérieurs du Flamisell débordant sur les contours de la cuvette synclinale de Pobleta de Bellvehi.

D'autre part, le front nord de la Série de Pedraforca, au sud de Moncortès, est empâté de cailloux roulés et de terres rouges qui lui ôtent beaucoup de son prestige. Ces formations descendent jusqu'au niveau du couloir. Il est d'abord tentant de considérer ce dernier comme une forme fossilisée par les débris plaqués contre le front nord de la Série de Pedraforca. Un examen minutieux invite à plus de prudence. Les cailloutis et terres rouges ne sont presque jamais en place. Ils glissent lentement, sans cesse remaniés par le ruissellement des torrents, si bien qu'on n'a pas d'indications sur l'altitude de leur soubassement originel. Il est hors de doute que le front nord de la Série de Pedraforca a été fossilisé par une formation détritique postérieure aux poudingues inférieurs de Bretuy (eux-mêmes synchroniques des poudingues inférieurs de Ciervoles, voir p. 108); mais nous ne pouvons pas savoir jusqu'à quelle cote le creusement intermédiaire est descendu. Le couloir de Moncortès appartient probablement à une phase récente de l'évolution, et correspond à un arrêt relatif du creusement — très relatif, et n'ayant pas de valeur cyclique,

puisque ce niveau est verrouillé à l'aval dans les gorges de la Pallaresa.

CONCLUSION. — En partant des analyses partielles précédentes, on peut reconstituer l'évolution suivante pour cette section de la dépression périphérique.

1° *Creusement de sillons préoligocènes* dans les couches tendres du Trias et du Permotrias.

2° *Fossilisation* de ces sillons par les poudingues inférieurs du Flamisell, synchroniques des poudingues de Ciervoles (voir p. 108).

3° Ces poudingues inférieurs sont *ployés en cuvette* dans la région de Pobleta de Bellvehi, tandis que la zone de Moncortès se soulève, ainsi que le front nord de la Série de Pedraforca (poudingues de Ciervoles). Les pendages ne sont vraiment accentués qu'au contact du keuper.

4° *Erosion et dépôt des poudingues supérieurs*: poudingues de Perves qui débordent sur la Sierra Coloma, poudingues supérieurs du Flamisell qui débordent également sur les fragments du massif ancien pincés dans la dépression périphérique (peut-être aussi doit-on y comprendre les couches meubles situées au sud de Pobleta de Bellvehi).

Où insérer, dans cette histoire, la formation de la dénivellation imposante qui termine la Zone Axiale? Le seul examen de la carte géologique montre qu'il s'agit d'un abrupt structural correspondant exactement au contact vertical des roches dures du socle ancien avec le permotrias. Mais il n'a été réalisé qu'à la suite d'un soulèvement en masse de la Zone Axiale. Le faciès des poudingues situés à l'ouest du Mañanet nous a montré que ce soulèvement a pris place au cours du dépôt des poudingues supérieurs; si bien qu'au moment du remblaiement, la dénivellation était comparable à celle d'aujourd'hui. Mais, pour que cette dénivellation ait subsisté jusqu'à l'époque actuelle, il faut qu'elle ait été entretenue par un exhaussement plus récent postérieur aux poudingues supérieurs ou par l'affaissement relatif de la dépression périphérique.

Celle-ci nous apparaît donc, en partie comme une forme d'érosion fossile, en partie comme une forme d'érosion neuve, en partie comme une dépression synclinale, résultant de larges ondulations postérieures au plissement principal. Son type d'évolution est exactement l'opposé du type précédent (terminaison

orientale de la Série de Pedraforca). Il s'apparente plutôt à celui de la Conca de Tresp, dont il diffère seulement par un nombre plus grand de phases tectoniques, imputables à la mobilité du keuper ⁽¹⁾.

III. — LE FRONT SEPTENTRIONAL DE LA SÉRIE DE PEDRAFORCA ENTRE LA GUARDIA ET TAHUS ⁽²⁾ (fig. 24 et 25)

Au terme d'une longue montée sur une étroite route de montagne, lorsqu'on atteint le piton où est juchée la Guardia de Arès, le paysage se transforme tout à coup. On quitte une gorge profonde, dont le versant gauche s'appuie aux calcaires marmoréens du Dévonien, zébrés de rayures rouges correspondant à des écailles de Permotrias ci-incluses; son versant droit est un grandiose escarpement monoclinal, soutenu par un banc de dolomies noires et couronné par les rochers plus clairs de l'Urgonien : le front nord de la Série de Pedraforca, qui atteint ici 800 mètres de dénivellation. Si on se tourne maintenant vers l'ouest (phot. XI), l'horizon se découvre, et le regard se promène librement sur un long plateau grisâtre surmonté de croupes boisées d'allure vosgienne, dominées discrètement par la tête de la Sierra de Boumort. Ce plateau s'abaisse doucement vers le nord, passe sans dénivellation bien marquée sur une traînée de keuper, puis s'arrête devant les reliefs plus importants de la Sierra de Tahus où surgit assez brusquement le socle ancien. Dès lors, se pose une question impérieuse: pourquoi le front

(1) La dépression périphérique se prolonge en Aragon avec les mêmes caractères, comme on peut le vérifier sur les coupes de P. Misch. Entre 1.300 et 1.500 mètres, sans qu'aucune forme structurale soit bien dégagée, affleurent les roches les plus variées : longues bandes de Keuper et de Permotrias, massifs anciens satellites, massifs de calcaires crétacés conservés dans des synclinaux à fond plat, mais souvent limités par des contacts anormaux. Cette concordance d'altitude suggère l'idée d'une ancienne surface d'érosion, analogue à celle de la Guardia, qui aurait ensuite été déprimée par rapport à la Zone Axiale et aussi par rapport aux massifs calcaires méridionaux comme le Turbon. Le remblaiement oligocène présente la même physionomie que dans la section précédente. Il fossilise une topographie variée dont les principales dépressions sont creusées dans le Trias. Les poudingues de base sont encore localement plissés lorsqu'ils se trouvent au contact du Keuper (Barranco de Cirès.) (D'après P. Misch, p. 88. 111.)

(2) Mapa au 1 : 50.000, feuille 253.

monoclinal de la Série de Pedraforca s'efface-t-il dans la topographie? Pourquoi son altitude absolue diminue-t-elle de 1.800 à 1.450 mètres, et ce, en s'éloignant du niveau de base?

L'examen de la structure n'apporte pas de réponse à ces questions. La Série de Pedraforca est toujours constituée de calcaires urgoniens très durs reposant sur des dolomies noires, pendant fortement au sud. Elle est précédée d'un affleurement de keuper favorable au dégagement d'un escarpement monoclinale important. Nous chercherons l'explication dans l'analyse des phases alternées d'activité tectonique et d'aplanissement.

Le plateau qui descend vers Tahus et la Guardia est, en effet, une surface d'érosion, la seule surface d'érosion incontestable de tout le versant méridional des Pyrénées Catalanes, et, à ce titre, elle mérite de retenir particulièrement l'attention. Les ravins profonds qui descendent de la Sierra del Bou, étroites coupures, dont la carte espagnole au 50.000^e ne donne guère une idée exacte, montrent la surface topographique tranchant les couches calcaires redressées à la verticale ou pendant fortement au sud. (phot. XI). La dureté des assises, la jeunesse du profil transversal des ravins exclut toute hypothèse de surbaissement. Vers le sud, cette surface devient moins nette; elle n'est plus qu'un plan idéal tangent à des crêtes calcaires séparées par des sillons marneux. Vers l'est, elle paraît monter insensiblement vers les Sierras d'Arès et de Prada; mais, à partir du méridien de la cote 1.800, elle devient de plus en plus difficile à distinguer de la surface substructurale formée par l'Urgonien de la Sierra de Prada. Celle-ci donne de hauts plateaux tombant brusquement vers la vallée du Rio de Cabo conformément à la pente des couches, et offrant une ondulation médiane qui paraît presque parallèle à une inflexion synclinale des plans stratigraphiques. Vers l'ouest, il est encore plus hasardeux de chercher à prolonger le domaine de la surface d'érosion. On est d'abord tenté de lui rattacher un système de replats descendant vers la Pallaresa et au milieu duquel s'est encaissé profondément le Barranco de Riumajo : replat de Buseu et surtout replat de la rive gauche vers 1.200 mètres. Malheureusement, on peut soupçonner ces replats d'une origine structurale. Le replat de Buseu s'appuie sur les calcaires crétacés du front nord de la Série de Pedraforca formant niveau de base local, auxquels succède plus au nord une ligne de faible résistance, au contact, anormal, avec le socle ancien. Quant au replat de la rive gauche, il paraît sous la dépendance d'une ondulation synclinale qui abaisse les couches crétacées vers le Riumajo et qui a

guidé son cours. La pente des couches, très forte près de la Pal-laresa, s'atténue en effet vers l'est (fig. 24).

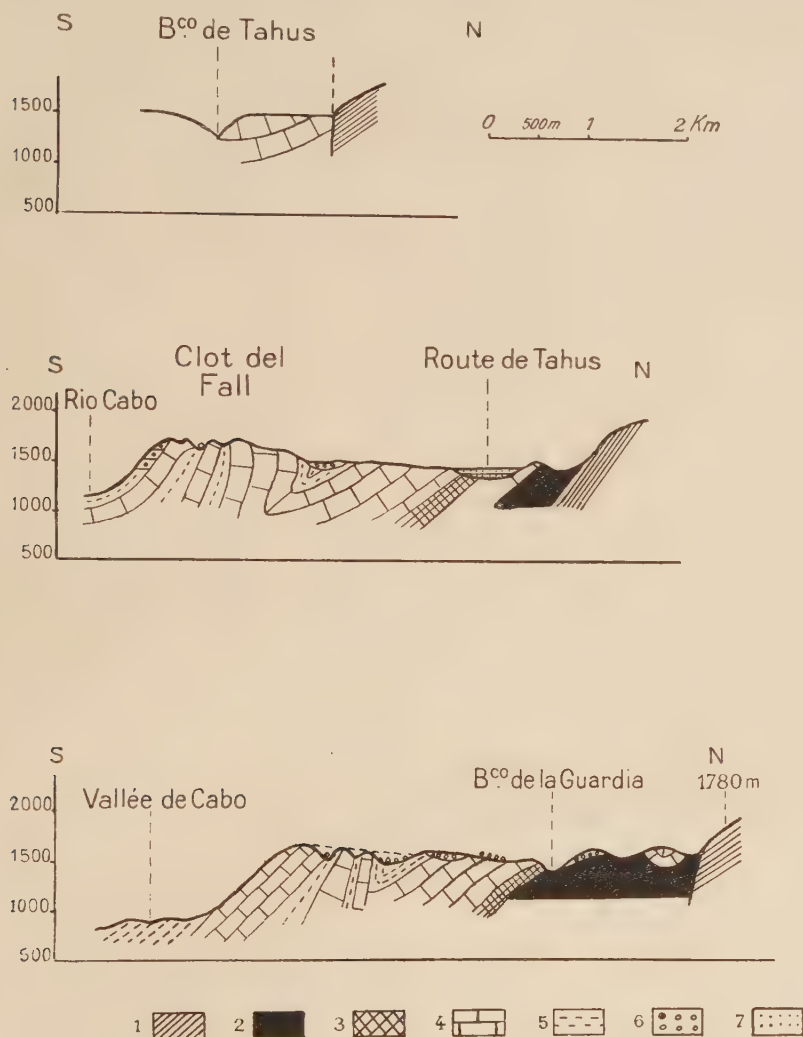


Fig. 24. — Coupes en série, tracées perpendiculairement au front nord de la Série de Pedraforca, entre Tàhus et La Guardia

1. Socle ancien. — 2. Keuper. — 3. Lias et dogger. — 4. Calcaire urgonien. — 5. Marnes crétacées. — 6. Poudingues mal cimentés et blocs isolés. — 7. Argiles et poudingues mal cimentés, de la route de Tàhus.

Dans la coupe inférieure, le trait discontinu indique la trace probable de la surface d'érosion.

Le problème est de dater notre surface d'érosion définie dans ces limites restreintes.

On pourrait d'abord penser à une surface d'érosion karstique de date relativement récente et fermée à l'aval par le relèvement structural de l'Urgonien de la Sierra d'Arès. Mais cette hypothèse rencontre aussitôt de sérieuses difficultés.

1° Comment expliquer que la surface soit limitée à l'Urgonien et ne s'étende pas plus au nord, sur les roches dévoniennes et carbonifères de la Sierra de Tàhus dont la consistance n'est pas supérieure ?

2° Même en la limitant aux points où son existence est certaine, la surface est déformée, puisqu'elle s'abaisse de 1.560 à 1.460 mètres en trois kilomètres à peine.

Il faut donc penser à un événement assez ancien. La surface fortement gauchie se relève à la fois vers le sud et vers l'est. Au nord, elle vient butter par faille contre le socle ancien, ce qui explique qu'elle soit limitée à l'Urgonien. Vers l'ouest, la faille passe même à un véritable chevauchement, puisque, en face de Castells, l'Urgonien toujours nivelé entre en contact direct avec le socle ancien, sans interposition du Keuper ni des dolomies noires. Nous sommes donc en présence d'une deuxième phase tectonique, postérieure à la phase principale qui avait si fortement relevé l'Urgonien. Cette seconde phase a agi en sens contraire de la précédente dans la région de Tàhus, puisqu'elle incline vers le nord un niveau d'érosion tronquant des couches pendant vers le sud; et surtout ses effets ont été tout différents à l'ouest et à l'est du méridien de la Guardia. A l'ouest de la Guardia, elle a déterminé un mouvement relatif de la Zone Axiale vers la Série de Pedraforca, tandis que celle-ci s'abaissait à 1.460 mètres; à l'est du même village, elle a soulevé le front de la Série de Pedraforca à 1.800 mètres, et l'a poussé vers la Zone Axiale. C'est donc elle qui, en dernière analyse, est responsable de l'opposition fondamentale que nous avons notée au début de ce paragraphe. Cet exemple montre, une fois de plus, combien il est nécessaire de ne pas séparer l'observation morphologique de l'observation géologique, si l'on veut arriver à la compréhension de la tectonique totale.

Essayons maintenant de préciser l'âge du nivellement et celui de la phase tectonique qui a suivi. L'existence de nombreux dépôts superficiels, qui ne sont d'ailleurs indiqués sur aucune carte géologique, nous y aidera (fig. 25).

1° La surface d'érosion est recouverte de dépôts meubles, rarement en place, cailloux grossiers comprenant de nombreux éléments empruntés à la couverture immédiate de la Zone Axiale, en particulier des blocs énormes de poudingues permotriasiques formant parfois de véritables chaos. Ces dépôts sont très abondants le long du sentier de la Guardia à Cabo; on les retrouve aussi entassés dans les sillons marneux creusés légèrement en contre-bas

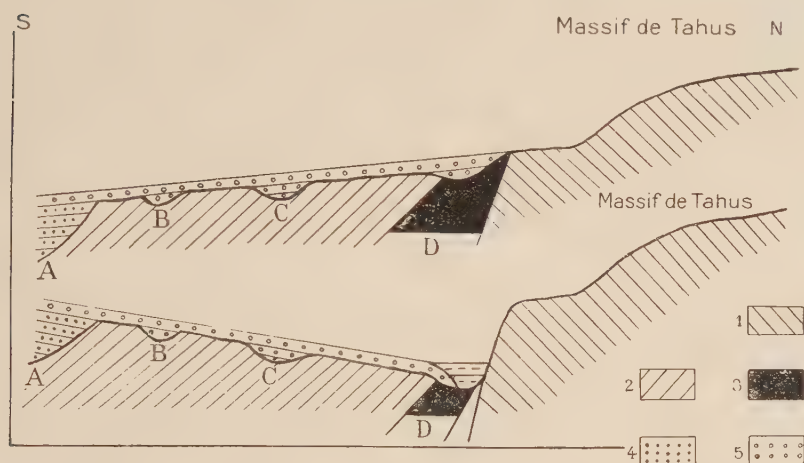


Fig. 25. — Schéma montrant l'évolution probable du front nord de la Série de Pedraforca, entre La Guardia et Tàhus

1. Socle ancien. — 2. Série de Pedraforca. — 3. Keuper. — 4. Poudingues bien cimentés de la vallée de Cabo. — 5. Poudingues mal cimentés.

Le trait discontinu indique les argiles de la route de Tàhus.

En haut, formation de la surface d'érosion de la Guardia, et remblaiement synchrone.

Au-dessous, la surface est basculée vers le nord.

de la surface d'érosion. Ils montent jusqu'aux crêtes calcaires qui dominent directement la profonde vallée monoclinale de Cabo. On en retrouve des exemplaires isolés au col de Cabo, et de véritables amoncellements près de Casa-del-Pla, à Clot-del-Fall et dans une vallée longitudinale creusée entre les cotes 1.695 et 1.715. Ces éléments empruntés à la Zone Axiale sont les témoins d'un réseau hydrographique très ancien, orienté nord-sud et complètement indépendant du réseau hydrographique actuel longitudinal du Rio de Cabo et du Barranco de la Guardia (fig. 25).

2° Il existe une série de poudingues plus anciens, composée

de bancs réguliers et bien cimentés. Ce sont eux qui fossilisent une dépression monoclinale du Rio de Cabo proéoligocène, et viennent s'appliquer contre les couches urgoniennes redressées de Clot-del-Fall. On en trouve un dernier témoin près de la Casa del Pla, où ils sont formés d'éléments calcaires et s'inclinent légèrement vers le sud. Comme ils sont recouverts et enveloppés par les formations meubles n° 1 étudiées plus haut, il est infiniment probable que leur âge est antérieur. On peut placer dans la même catégorie des poudingues peu cimentés qui reposent sur le Keuper, sur la rive droite du Barranco des Prats, et qui sont dérangés.

3° Des formations plus récentes occupent le centre de la dépression suivie par la route en construction, de Tàhus à la Guardia. Ce sont des cailloutis très mal roulés, mais de petit calibre, qui reposent tantôt sur le Keuper et tantôt sur l'Urgonien. Ils peuvent représenter les restes des dépôts meubles n° 1 remaniés et triés par les petits cours d'eau sillonnant la surface d'érosion, qui n'ont pas la force d'entraîner les gros blocs. Au-dessous de ces cailloutis, la tranchée de la route en construction montre parfois des bancs d'argile blanchâtre, sans doute d'origine lacustre.

Comment fixer l'âge relatif de ces trois sortes de dépôts et de la surface d'érosion? Les dépôts n° 2 paraissent antérieurs à cette surface d'érosion, car ils conservent un faciès grossier et exclusivement calcaire, montrant qu'ils se sont déposés sur le flanc d'une muraille d'Urgonien plus haute que celle d'aujourd'hui, et non encore tronquée.

Les dépôts meubles n° 1 se sont formés sur la plateforme arrosée quand les rivières débouchaient librement de la Zone Axiale, soit immédiatement après le nivellement, soit après un léger rajeunissement. Ces deux hypothèses expliquent également la situation des blocs épars qui ravinent la surface d'érosion, situation originelle dans le second cas, ou acquise par glissement dans le premier cas. L'évolution de la région peut donc ainsi être reconstituée (fig. 25) :

1. Plissement principal.
2. Fossilisation des formes structurales qui en résultent par les dépôts de poudingues de la vallée de Cabo (dépôts n° 2).
3. Formation de la surface d'érosion tronquant l'anticlinorium urgonien en fonction du sommet du remblaiement.
4. Le remblaiement déborde sur la surface ainsi créée. Comme un réseau hydrographique transversal s'est établi, les

éléments composants sont des blocs de poudingues permotriasiques (dépôts meubles n° 1).

5. La surface et sa couverture alluviale sont basculées vers le nord.

Depuis lors, celle-ci a été attaquée assez fortement par un chapelet de dolines en face de Tahus. L'érosion régressive partant du Sègre a été retardée par le bombement de la Sierra d'Arès et par les lames de Dévonien qu'elle a rencontrées sous le Keuper. C'est ce qui explique la conservation jusqu'à nos jours d'une surface oligocène, même fortement gauchie par des mouvements ultérieurs.

Il convient maintenant de se demander si l'aplanissement constaté à la Guardia a une valeur générale, et si nous ne tenons pas là les derniers restes d'une pénéplaine qui aurait couvert le versant sud des Pyrénées Catalanes et qui serait l'équivalent des hautes surfaces de la Zone Axiale. Bien des arguments semblent infirmer cette hypothèse.

1. Essayons de suivre vers le nord la surface en question. On croit d'abord la retrouver dans le vaste plateau qui couronne le fragment du socle ancien de la Montaña del Duque. Il s'abaisse de 1.750 à 1.500 mètres, lourde masse dénudée, profondément entaillée par le Barranco de Castellas et ses affluents. Mais un examen plus attentif nous montre l'influence prédominante de la structure sur le modelé. Sans doute les couches sont-elles beaucoup plus inclinées que la surface topographique, mais ce n'est pas un argument décisif. Le plateau est, en effet, ceinturé par une bande continue de roches dures, les calcaires dévoniens, qui se relèvent vers la périphérie et constituent le grand escarpement monoclinal qui domine Soriguera; au centre, dans une cuvette synclinale, sont conservées les couches plus tendres de grès et de schistes carbonifères. Il semble bien que les calcaires dévoniens forment un « niveau de base local » dans l'acception de J. Blache, et que le plateau de la Montaña del Duque soit une surface substructurale.

Le faciès des dépôts meubles n° 1, qui recouvrent la surface d'érosion, parle dans le même sens: ce sont des dépôts torrentiels très grossiers, provenant de la couverture permotriasique de la Montaña del Duque et attestant que des reliefs très hardis se dressaient à proximité immédiate sur les fragments de socle ancien qui précèdent la Zone Axiale et sur la Zone Axiale elle-même. On peut donc assimiler la surface de la Guardia à une surface de

« pédiment » développée sur quelques kilomètres de large au pied d'un relief montagneux constitué par la Zone Axiale, tandis que la plus grande partie des plis de la Série de Pedraforca étaient noyés sous le remblaiement bien plutôt que nivelés. Dans ces conditions, qui évoquent un paysage de climat semi-aride, les phénomènes d'aplanissement proprement dits n'ont qu'une valeur locale et n'exigent, pour se produire, qu'une période de stabilité relativement courte.

Cherchons maintenant à suivre vers l'est cette bande aplanie. La masse des Sierras de Prada et d'Arès offre des caractères substructuraux. Jusqu'à la cote 1.800, les bancs sont nettement tranchés par la surface topographique sur une largeur de 800 mètres environ; mais, au delà, la pente des couches diminue, et l'allure du plateau obéit dans l'ensemble aux ondulations des couches. En même temps, les dépôts meubles disparaissent. La karstification peu avancée du plateau, malgré l'épaisseur de l'Urgonien qui atteint 400 mètres, peut s'expliquer par l'enlèvement récent d'une couverture, soit de dépôts alluviaux, soit de schistes aptiens.

IV. — LE PLATEAU DE MONTANT ⁽¹⁾

En allant dans la direction du Sègre, l'axe de la Sierra d'Arès s'abaisse nettement, et, de l'autre côté du fleuve, il ne se relève qu'à peine et ne dépasse pas 1.400 mètres, si bien que l'escarpement frontal de la Série de Pedraforca est réduit à 300 mètres sur le bord du plateau de Montant.

Là, les poudingues reparaissent, dessinant une bosse aplatie sur la lourde masse urgonienne du plateau de Montant. Leur aspect est très semblable à celui des dépôts meuble n° 1 du plateau de la Guardia. On y trouve des blocs de toute nature, généralement mal roulés: calcaires urgo-aptiens, calcaires à alvéolines en paquets énormes faisant croire par moments à l'apparition de la roche en place; ceux-ci proviennent évidemment du démantèlement de l'écaille nummulitique chevauchée par le massif du Montsech de Tost. Les éléments empruntés au Permotrias, grès rouges à dragées de quartz, sont également très fréquents; cette masse n'est en général pas cimentée; seules les brèches de base, aux environs du village de Montant, sont assez fortement agglutinées.

Le substratum de ces dépôts est-il une surface d'érosion? Il est

(1) Mapa au 1 : 50.000, feuille 253.

difficile d'en décider, car l'Urgonien n'y offre pas de pendages considérables. Au nord, les dépôts meubles reposent sur des schistes aptiens conservés dans une cuvette synclinale et ceinturée d'Urgonien. A l'ouest, le substratum exhumé est un large replat d'Urgonien, très légèrement incliné vers l'est; son allure est donc structurale. A l'est, un large palier s'abaisse de 1.350 à 1.200 mètres; c'est une surface substructurale, les couches plongeant faiblement vers le centre du plateau et devenant de plus en plus dures jusqu'à la corniche périphérique. Au sud, l'Urgonien dessine un synclinal qui se traduit dans la topographie, si bien que les points les plus hauts se trouvent situés assez paradoxalement sur les bords de la vallée de la Vansa. Les poudingues de base épousent le mouvement avec une pente vers le nord plus forte que ne le comporterait le pendage stratigraphique normal. Le synclinal semble donc avoir rejoué depuis le dépôt des premiers poudingues. A l'extrémité sud-ouest du plateau, seulement, les couches d'Urgonien plongeant vers la Vana sont nettement tronquées, mais sur 500 mètres de large seulement. En résumé, le plateau de Montant a une allure substructurale — soit que la surface d'érosion de la Guardia s'y confonde avec une surface structurale à cause de la pente plus faible des couches, — soit que la surface structurale d'Urgonien, portée moins haut qu'à la Guardia, ait été fossilisée avant la période de stabilité qui a permis l'aplanissement, — soit que cette période de stabilité n'ait pas existé ou n'ait eu qu'une durée trop réduite parce que, dans la zone orientale de la Série de Pedraforca, les mouvements tectoniques auraient été plus continus. C'est cette dernière hypothèse que semble appuyer la coupe de la sierra de Forn, examinée au chapitre précédent (p. 117), et aussi le redressement tectonique noté plus haut.

La formidable gorge de la Vansa, installée au cœur d'un anticlinal Urgonien, alors qu'elle aurait trouvé un chemin plus facile, soit dans le synclinal septentrional, soit dans une vallée monoclinale développée dans les schistes aptiens qui affleurent plus au sud, apparaît comme une vallée épigénique qui s'est fixée sur une couverture de poudingues discordants.

CHAPITRE III

LE FRONT SUD-PYRÉNÉEN DE LA SÉRIE DE PEDRAFORCA

Depuis l'Aragon jusqu'au Rio Cardoner, la Série de Pedraforca se termine par un abrupt imposant regardant vers le Bassin de l'Ebre. Ce front sud-pyrénéen est interrompu seulement par l'ensellement du Rio de Rialp. A l'ouest, c'est la double corniche du Montsech, longue de 50 kilomètres, offrant une dénivellation variant de 700 à 1.000 mètres. A l'est, la succession des Sierras d'Aubens, de Turb et de Port-del-Compte dresse une muraille de 40 kilomètres, haute de 600 à 1.400 mètres.

Cependant, le contact avec le Bassin de l'Ebre ne s'opère pas partout de la même façon. La Sierra de Port-del-Compte domine immédiatement les collines et bas plateaux formés par la série détritique rouge oligocène. Les Sierras d'Aubens et de Turb sont précédées par deux accidents de relief, l'un en creux, le Bray d'Oliana, l'autre en saillie, la Sierra de Peramola. Quant au Montsech, il est séparé du Bassin de l'Ebre par tout un système de petites montagnes calcaires au relief et à la structure confus : la Zone dite « des Sierras ». Mais, c'est surtout par leur évolution très différente que les diverses sections du front sud pyrénéen méritent d'être distinguées. Le pli-faille du Montsech est figé dès le Bartonien. Son escarpement est un escarpement de faille noyé par le remblaiement oligocène, puis exhumé. Au contraire, les plis-failles des Sierras d'Aubens, de Turb et de Port-del-Compte sont beaucoup plus récents. A plusieurs reprises, ils sont venus donner du nez dans les poudingues qui tentaient de les ensevelir au fur et à mesure que le remblaiement montait. Ici encore, les phases tectoniques sont de plus en plus récentes et de plus en plus nombreuses quand on se déplace vers l'est. Tels sont les principes essentiels que nos analyses partielles vont vérifier. Pour faciliter l'exposition nous étudierons d'abord le Montsech, puis la Sierra de Port-del-Compte, enfin la section intermédiaire du front sud pyrénéen, correspondant aux Sierras d'Aubens et de Turb.



PHOTO XIII

Cliché Solé Sabaris.

Gorges de la Noguera Ribagorzana dans la traversée du Montsech occidental.



PHOTO XIV

Panorama de la Sierra d'Aubens, vu du chemin de las Anobas vers l'O. L'escarpement principal est formé de calcaires crétacés. A gauche, on distingue un fragment de poudingues ployés en synclinal. Au fond et à gauche, les poudingues horizontaux formant la masse tabulaire de San Honorato. A droite, on devine la percée du Sègre entre la Sierra d'Aubens et le commencement de la corniche de la Sierra de Turb. Au premier plan, poudingues mal cimentés plongeant légèrement vers le N. Quelques bancs plus durs donnent des replats.

I. — LE MONTSECH (1)

Le Montsech constitue le plus bel exemple de pli-faille de toutes les Pyrénées. Plaçons-nous au sommet de la Sierra de Montclus, au tournant de la route de Tremp à Balaguer: un double escarpement, faisant face au midi, se détache sur l'horizon. La muraille supérieure, formée de calcaires rougeâtres sénoniens, repose sur un large replat où affleurent les couches grésoschisteuses du Méso-Crétacé. Celles-ci sont soutenues par les calcaires massifs de l'Urgonien, avec leur cerne noir de calcaires dolomitiques qui constituent la muraille inférieure. Deux brèches

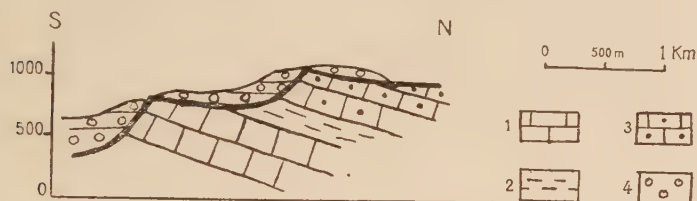


Fig. 26. — Coupe de l'extrémité du Montsech, relevée au nord-est de Vilanova-de-Meya

1. Calcaires urgoniens. — 2. Marnes aptiennes. — 3. Calcaires gréseux sénoniens.
— 4. Poudingues oligocènes.

étroites infléchissent la ligne d'horizon: ce sont les percées de la Noguera Pallaresa et de la Noguera Ribagorzana (phot. XIII). En avant, une large dépression longitudinale, déblayée dans les marnes nummulitiques chevauchées, est la seule zone de vie, entre les gorges des Nogueras, où les bergers redoutaient de s'aventurer avant la construction de la route, et les plateaux déserts des Sierras de San-Mamet et de Montclus. Cette bande de verdure entre deux paysages rocheux est jalonnée par une série de villages depuis Fet jusqu'à Vilanova-de-Meya, en passant par Ager. La simplicité de la structure totale, qui se traduit immédiatement dans la topographie, apparente le Montsech aux plis de la Conca de Tremp. A l'extrémité occidentale, le flanc renversé réapparaît, écartant jusqu'à la tentation d'appliquer au Montsech un schéma de nappes de charriage (2).

Même simplicité en ce qui concerne l'évolution des formes

(1) Seule l'extrémité orientale est représentée cartographiquement (feuilles 290 et 328).

(2) C. Jacob, 62; M. Dalloni, 46.

structurales. A ses deux extrémités, le Montsech s'ennoie sous des poudingues discordants qui fossilisent un relief préoligocène tout à fait semblable au relief actuel (fig. 26). Au nord-est de Vilanova de Meya, la coupe naturelle d'un ravin montre les poudingues appliqués contre le gradin supérieur (200 mètres d'altitude relative) et recouvrant entièrement l'escarpement inférieur haut de 250 mètres. Le remblaiement continuant, le sommet de la Sierra a été enseveli. A l'extrémité orientale considérée, c'est une large surface plane, vers 1.050 mètres, qui attire tout de suite l'attention de l'observateur en quête de surfaces d'érosion. Une analyse plus serrée montre que la surface en question tranche bien les couches sénoniennes, mais sous un angle très faible, car, depuis l'accident transversal du ruisseau de l'Hostal Roig, leur pendage vers le nord a considérablement diminué. On ne peut donc affirmer avec certitude l'existence d'un aplanissement pré-oligocène.

Il est très probable que la partie centrale du Montsech a été fossilisée de la même manière que ses extrémités. Supposons, en effet, que seules les extrémités de la ride aient été recouvertes par un remblaiement qui n'aurait pas dépassé 1.200 mètres. Dans ces conditions, les percées transversales des Nogueras seraient un problème insoluble. S'agit-il de rivières antérieures au plissement et par conséquent au remblaiement? En ce cas, on devrait retrouver des éléments empruntés à la Zone Axiale dans la Zone des Sierras qui précède le Montsech vers le sud. Or, aucune découverte de ce genre n'a encore été faite; en particulier, la tache de poudingues coiffant la Sierra de Montclus ne renferme que des éléments calcaires. Au contraire, si la sierra de Montsech a été complètement noyée, il est facile de concevoir les Nogueras établissant leur cours nord-sud sur le sommet de remblaiement, puis s'enfonçant sur place par épigénie, selon un processus analogue à celui qui leur a permis de franchir le front nord de la Série de Pedraforca. Si toute trace de poudingues discordants a aujourd'hui disparu dans la partie centrale du Montsech, il faut l'attribuer à un soulèvement en masse qui a surexcité l'érosion. A l'appui de cette hypothèse, on peut signaler une plongée des poudingues vers l'ouest, à l'extrémité occidentale de la Sierra. De la même façon s'expliquerait facilement la disparition de toute surface d'érosion au sommet du Montsech central.

II. — LE FRONT SUD-PYRÉNÉEN DE LA SIERRA DE PORT-DEL-COMTE ⁽¹⁾

Nulle part, le front sud-pyrénéen n'est aussi bien individualisé. Le rebord des hauts plateaux calcaires éocènes de la Sierra de Port-del-Compte forme sur l'horizon une longue ligne droite s'inclinant vers l'ouest (de 2.200 mètres à 1.800 mètres). Leurs pentes blanchâtres, piquées de pins clairsemés, tombent brusquement sur les collines et plateaux inférieurs formés entièrement de poudingues et qui se tiennent entre 1.000 et 800 mètres. Là, des surfaces boisées sont trouées de clairières dont chacune s'est élargie autour d'une ferme. Nulle part le contact n'est aussi direct entre la haute montagne et le Bassin de l'Ebre. La dénivellation moyenne varie autour de 800 mètres pour un parcours horizontal de 2 kilomètres (fig. 27).

Nous sommes évidemment en présence d'un accident majeur de la structure. Selon M. Astre, ce serait le rebord de la nappe chevauchant les marnes éocènes de San-Lorenzo-de-Morunys. Pour les raisons déjà exposées, il vaut mieux considérer le front sud de la Série de Pedraforca comme un pli faille déversé vers le sud. Il reste d'ailleurs des traces du flanc inverse; les couches crétacées de l'éperon situé à l'est de l'ermitage de San-Quintin dessinent un anticlinal et vont s'enfouir sous les poudingues. C'est sans doute ce phénomène que vise à représenter la fig. 7 d'Astre et Fallot ⁽²⁾. Le pli couché apparaît dans toute son ampleur à l'extrémité occidentale du mont Subirats. Les barres de calcaires crétacés et de calcaires à alvéolines, inclinées fortement vers le nord près d'Oden, et passant sous le Subirats, représentent le flanc étiré. Le cœur de l'anticlinal est jalonné par un énorme affleurement de keuper suivi par le Barranco d'Oden. Par une curieuse torsion, ces couches se redressent vers l'est, si bien que, sur le versant oriental du mont Subirats, toute trace du flanc inverse a disparu. Comme au-dessus de San-Lorenzo-de-Morunys, la coupe de Font-San-Juan fournit une superposition régulière du crétacé garumnien et calcaire à alvéolines chevauchant un affleurement minuscule de marnes éocènes à *Nummulites perforatus*. Tout se passe comme si, suivant la nouvelle direction NE-SO, la poussée vers le sud avait été plus violente, amenant l'écrasement total du pli.

(1) Feuilles 291-292.

(2) C. Jacob, Fallot, G. Astu; B. Ciry, 64.

Comme pour les Sierras d'Aubens et de Turb, l'étude des faciès et des déformations des poudingues permet seule de préciser les conditions de mise en place du front sud-pyrénéen. Avant d'aborder le détail des observations, il est bon d'envisager les possibilités logiques qui se présentent.

1° L'abrupt du front sud-pyrénéen résulte d'un accident subvertical postérieur à toute la série des poudingues : il a été *exhumé* par l'érosion différentielle;

2° L'abrupt était constitué quand il a été *fossilisé* par toute la série des poudingues, puis *exhumé* de nouveau par suite de l'abaissement du niveau de base.

3° L'abrupt résulte *directement* de l'abaissement par faille de toute la série des poudingues par rapport aux massifs calcaires.

La réalité est naturellement plus complexe; mais il n'est pas inutile de poser ces trois hypothèses extrêmes comme des limites logiques entre lesquelles doit se situer l'évolution véritable.

Une coupe passant par le pic de Queralt et Canalda fait apparaître trois sortes de poudingues:

1° Des poudingues concordants avec les marnes éocènes.

2° En discordance progressive, viennent des poudingues d'abord fortement inclinés vers le sud, puis qui, par une brusque flexure, deviennent horizontaux à la hauteur du village de Canalda. Un banc donné descend de 1.500 mètres à 1.200 mètres en 1 kilomètre 500. La limite septentrionale de l'affleurement est parallèle au contact anormal Subirats-Sierra de Querol correspondant à l'accident tectonique majeur. Il y a donc eu des mouvements très importants postérieurs à ce dépôt. L'examen du faciès conduit à la même conclusion. Il s'agit de cailloux bien roulés, de taille moyenne, empruntés aux roches les plus diverses. Il suffit de les comparer aux dépôts actuels, charriés par de courts torrents, pour comprendre que l'organisation des pentes et du drainage était très différente de celle d'aujourd'hui. L'abrupt sud-pyrénéen n'était pas encore réalisé. Il n'a atteint son altitude actuelle que par la surrection, accompagnée de flexures, qui a ployé les poudingues n° 2. Sans doute le pli-faille a-t-il rejoué.

3° Ces mouvements étaient à peu près terminés quand se sont déposés les conglomérats supérieurs plaqués contre le flanc sud-est du mont Subirats (phot. XII). Leurs éléments constitutants sont des cailloux fins mais très anguleux, de simples brèches de calcaires à alvéolines. La faible taille des cailloux et leur stratification ne signifient pas que le relief contemporain ait été peu accentué.

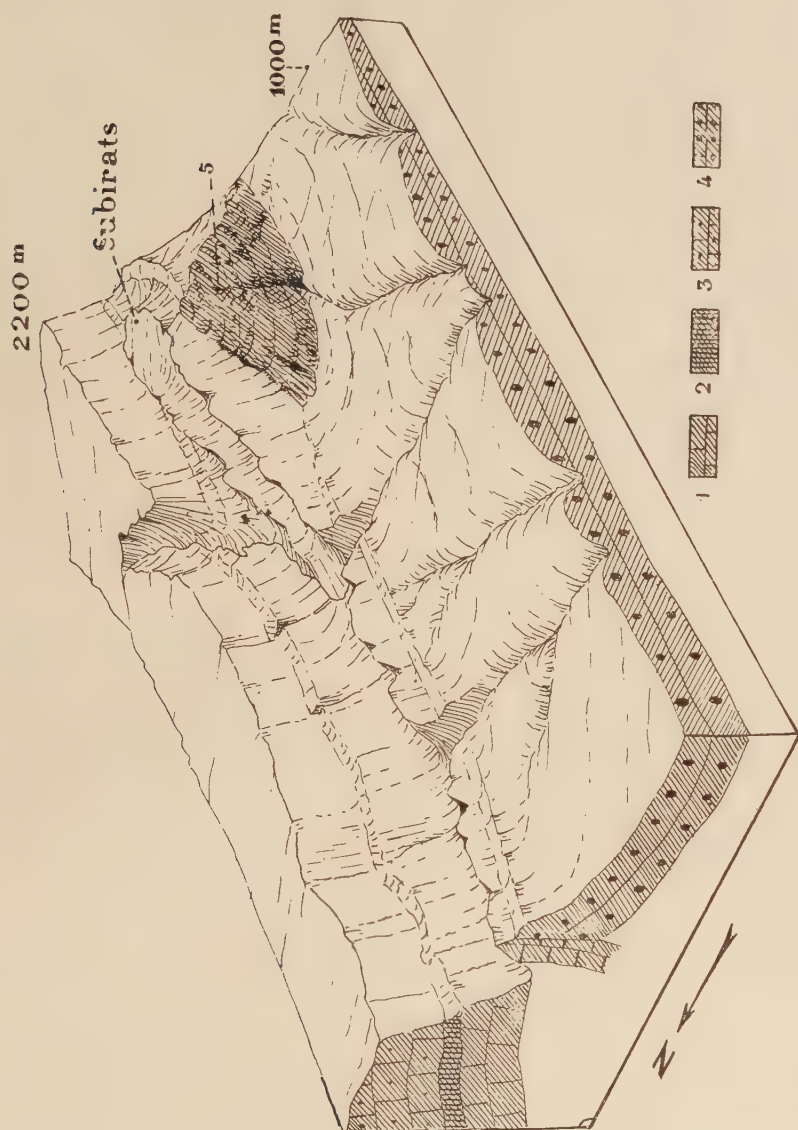


Fig. 27. — Bloc-diagramme montrant le front sud de la Série de Pedraforca, entre la Sierra de Port-del-Compte et la Sierra de Turb (dessiné par J. Bertin)

1. Calcaires crétacés. — 2. Garumnien. — 3. Calcaires à alvéolines. — 4. Poudingues moyens. — 5. Poudingues supérieurs.

Longueur approximative du bloc : 10 kilomètres.

Dans les cônes d'éboulis actuels, qui s'accrochent aux replats structuraux des flancs de la Sierra de Port-del-Compte, les calcaires à alvéolines se débitent en petits fragments et s'ordonnent en lits réguliers tout à fait semblables. Le faciès des poudingues n° 3 prouve donc, qu'au moment de leur dépôt, l'escarpement de pli-faille était réalisé dans sa position actuelle; et comme il monte jusqu'à 1.680 mètres sur le flanc du Subirats, on mesure l'ampleur du remblaiement qui a fossilisé le front sud-pyrénéen. Quelques centaines de mètres plus au sud, les poudingues n° 3 deviennent concordants avec les poudingues n° 2, attestant que la poussée qui a relevé la Sierra de Port-del-Compte est bien venue du nord.

En conclusion, la suite des événements peut être schématisée ainsi:

1° Chevauchement de la Sierra de Port-del-Compte sur les marnes éocènes et les poudingues inférieurs.

2° Un mouvement de flexure relève la Sierra de Port-del-Compte pendant et après le dépôt des poudingues n° 2.

3° Fossilisation de l'abrupt ainsi formé par les poudingues supérieurs.

4° Exhumation de l'abrupt par l'érosion récente sans que se soit produit un mouvement tectonique local intermédiaire (1).

La présence de ces poudingues supérieurs est un fait exceptionnel, précisément parce que l'abrupt a été presque partout exhumé. Entre le mont Subirats et Cambrils, on ne connaît plus qu'une seule espèce de poudingues, assimilables aux poudingues n° 2. Ils forment un plateau horizontal vers 1.000 mètres, puis se redressent en s'appuyant contre les barres d'Oden et de San-Quintin. C'est l'amorce de la flexure du Subirats.

A son extrémité occidentale, la Sierra de Port-del-Compte est tranchée par un accident nord-sud où affleure le keuper de Cambrils. En même temps, la Sierra s'ennoie sous une série puissante de poudingues discordants fossilisant une topographie variée. C'est ainsi que la vallée de Cambrils, creusée dans du keuper, existait déjà, tandis que, plus au sud et sur les flancs, des barres de calcaires crétacés restaient en saillie. Ces dépôts nettement post-tectoniques doivent être du même âge que les poudingues n° 3 du mont Subirats, mais leur faciès est bien

(1) Les poudingues n° 3 sont très légèrement relevés au contact du Mont Subirats. Il s'agit d'un mouvement de serrage sans importance, dernier effort du chevauchement.

différent. Il s'agit de cailloux roulés, empruntés en grande partie à la Zone Axiale : les éléments granitiques y sont particulièrement nombreux dans la Sierra Seca. Nous saisissons ici le cône de déjection d'une rivière puissante venant de la Zone Axiale à la faveur de l'abaissement d'axe de la Sierra de Port-del-Compte et de l'accident transversal de Cambrils.

III. — LE FRONT SUD-PYRÉNÉEN DES SIERRAS D'AUBENS ET DE TURB ⁽¹⁾

Le contact de la Série de Pedraforca avec le Bassin de l'Ebre devient beaucoup plus complexe entre Cambrils et l'ensellement de la rivière de Rialp. Le pli-faille des Sierras d'Aubens et de Turb est en effet précédé par le pli-faille secondaire de la Sierra de Peramola et par l'anticlinal éocène qui, à la suite d'une inversion de relief, a donné le « Bray » d'Oliana.

Les Sierras d'Aubens et de Turb ⁽²⁾ tournent, vers le sud-ouest, un magnifique escarpement de calcaires crétacés rougeâtres, avec un liseré de calcaires noirs dolomitiques à la base, que le Sègre tranche obliquement suivant une direction nord-ouest (phot. XIV). Vers l'est, la ride de Turb se perd dans un système de barres appliquées contre la Sierra de Port-del-Compte. Vers l'ouest, la Sierra d'Aubens s'abaisse progressivement; la dénivellation qui atteignait 1.000 mètres le long du Sègre, n'est plus que de 300 mètres à la hauteur du col de Creus. Finalement, le crétacé s'ennoie sous les poudingues du Rio de Rialp.

L'ensemble peut se définir comme un pli-faille ayant joué à plusieurs reprises et affectant plusieurs séries de poudingues déposés au pied de la muraille. L'étude des différentes phases tectoniques et de la structure totale rencontre ici des difficultés particulières d'ordre stratigraphique: on peut confondre facilement les marnes rouges et les calcaires du Garumnien avec ceux du Trias, et, d'autre part, les marnes rouges et les poudingues du Garumnien avec ceux de l'Oligocène.

(1) Feuille 291.

(2) Nous avons déjà signalé les principales divergences d'interprétation qui distinguent notre carte de celle d'H. Ashauer et R. Teichmüller (4 bis, P. Birot, 22 et 23). Nous avons le sentiment que bien des recherches demeurent encore nécessaires. La structure de l'éperon qui aboutit à Casa Juncas est certainement encore plus complexe que notre dessin ne le laisserait supposer. D'autre part, dans la Sierra de Peramola, les relations du Lias et du Crétacé ne sont pas éclaircies, etc.

Pour la commodité de l'exposé, il convient de distinguer trois sections :

1° La section orientale (au nord-est du Barranco de Pinilla), où la structure totale est simple.

2° La section centrale du Coscollet, où la structure totale est complexe.

3° La section occidentale, à l'ouest de Casa-Juncas, où la Sierra est empâtée par les poudingues oligocènes.

1° **Section orientale.** — Nous avons affaire à un pli-faille simple. Le flanc normal présente un empilement régulier de couches; entre Sant-Gil et Casa-de-Bastigas, affleure le keuper typique avec des argiles rouges (exploitées pour la fabrication des briques et renfermant des cristaux de quartz bipyramidés). Puis, dans les champs situés entre le Sègre et Casa-Bastigas, apparaît le Lias (Toarcien moyen) avec *Rynchonella confer*, *Vasconcellosi Choff* et *Terebratula Var. Roll.* ⁽¹⁾, couches qui prennent un plus grand développement sur la rive droite, où on a trouvé une faune complète du Toarcien et de l'Aalénien. Les calcaires dolomitiques noirs du Dogger viennent ensuite. Un accident secondaire les met en contact anormal, près du kilomètre 97 de la route de la Seo, avec les marnes du Cénomanien, à *Janira Sexangularis d'Orb.*, elles-mêmes surmontées de toute la série du Crétacé formant la masse de la Sierra. Sur la rive gauche, les calcaires dolomitiques noirs soutiennent la base de l'éperon au confluent du Barranco de Turb et forment une assise continue au pied de la Sierra de Turb jusqu'au méridien de San-Juan. A l'extrémité de la Sierra de Turb, on retrouve les calcaires crétacés du flanc renversé, sur la ligne de col située à l'ouest de Llinas.

Si la structure est simple, les relations avec les poudingues sont beaucoup plus complexes. En s'éloignant de la montagne au sud-ouest du Sègre, on distingue trois séries de poudingues concordant entre eux et inclinés fortement vers le N-NO, mais lithologiquement différents.

a) Les poudingues inférieurs, composés exclusivement de cailloux calcaires anguleux de grande taille et si fortement cimentés que la roche forme un ensemble homogène. Ils dessinent la crête acérée qui domine le Bray d'Oliana. Leur âge est bartonien ou légèrement postérieur. Près de Peramola, en effet, la partie

(1) Aimablement déterminés par G. Dubar.



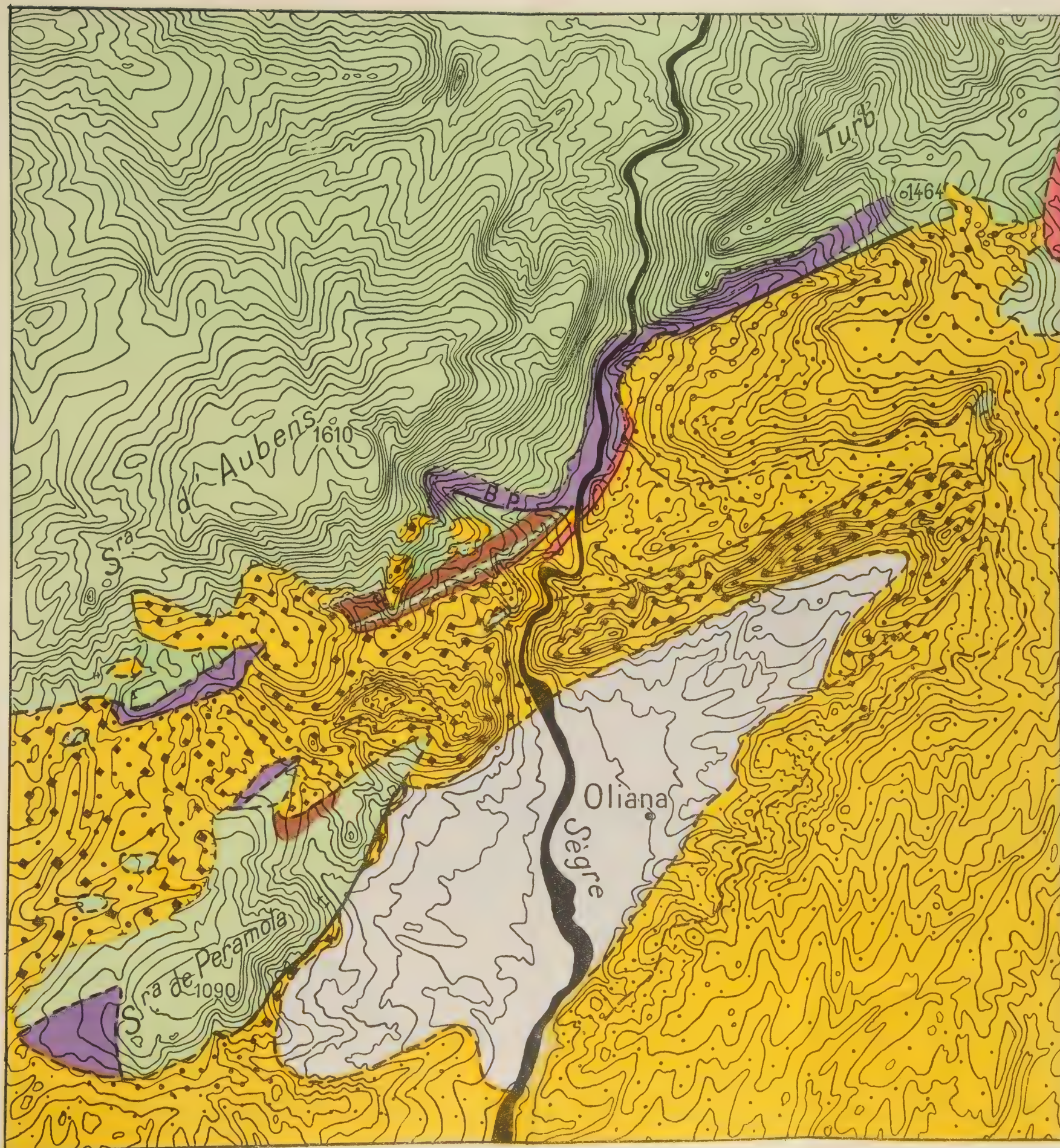
PLANCHE I.

Légende des signes employés dans les cartes géologiques

1 : Poudingues supranummulitiques.

Échelle des facies {
a : Grès.
b : Cailloux bien roulés.
c : Limons, grès et cailloux anguleux de petite taille.
d : Poudingues grossiers à gros éléments anguleux et quelques lits de cailloux roulés.
e : Poudingues dont les cailloux sont mal cimentés.

2 : Marnes éocènes. — 3 : Calcaires éocènes. — 4 : Garumnien. — 5 : Crétacé.
— 6 : Lias et dogger. — 7 : Trias.



Échelle 1 : 60 000.

PLANCHE IV.

Equidistance, 40 m.

Les Sierras d'Aubens et de Turb.

Pour la légende, voir planche I.

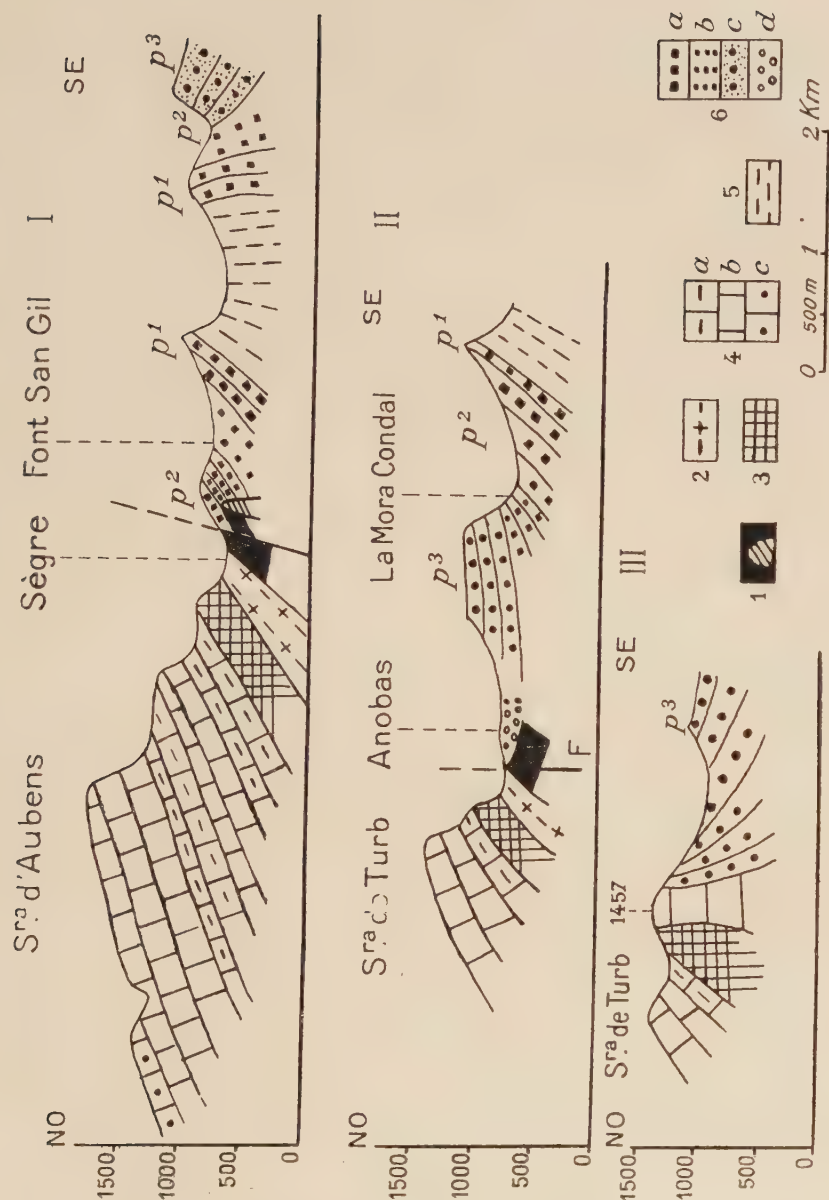


Fig. 28. — Coupe de la Sierra de Turb et de l'extrémité orientale de la Sierra d'Aubens

1. Keuper, avec marnes calcaires dolomitiques. — 2. Lias marneux. — 3. Calcaire dolomitique du dogger. — 4. Crétacé: a) marneux; b) calcaire; c) gréseux. — 5. Marnes éocènes. — 6. Poudingues oligocènes et bartoniens: a) à éléments grossiers anguleux; b) à éléments fins anguleux; c) à éléments bien roulés, avec bancs de grès; d) poudingues mal cimentés. — Du point de vue chronologique, on a distingué: p^1 , poudingues inférieurs; p^2 , poudingues moyens; p^3 , poudingues supérieurs.

supérieure de ces poudingues repose sur des grès jaunes à *Nummulites Fabianii*.

b) Les poudingues moyens, moins inclinés, donnent dans le paysage une dépression périphérique enveloppant la crête des poudingues inférieurs. Ils se composent, en effet, d'une alternance de limons rouges et de brèches consolidées à éléments petits et anguleux.

c) Ils sont dominés par les poudingues supérieurs formant une côte découpée en tours et en bastions. Ce sont des cailloux bien roulés, renfermant de nombreux éléments en provenance de la Zone Axiale, granit, grès rouge et poudingues permotriasiques cimentés en gros bancs de couleur brune. Ils se relient aux poudingues supérieurs, distingués sur le flanc sud de la Sierra de Port-del-Compte ⁽¹⁾ (phot. XIV).

Comment s'opère le contact de ces formations détritiques avec la sierra secondaire² (fig. 28, I, II, III). Le long du Sègre, le trias de base recoupe en biseau les poudingues moyens qui plongent fortement vers la montagne, attestant l'intensité de la phase tectonique postérieure à leur dépôt. Cependant, le pli-faïlle avait déjà joué antérieurement, puisque, près de Sant-Gil, on peut voir les poudingues moyens coiffant une barre de calcaire dolomitique triasique. Au nord de Casa-Bastigas, le keuper disparaît sous une masse de cailloux roulés mal cimentés, alternant avec des lits d'argile rouge. C'est le keuper sous-jacent qui imprime ces caractères aux poudingues moyens et supérieurs. Les

(1) On peut se demander quelle est la signification paléo-géographique de ces changements de facies dans le sens vertical. Il est difficile de démêler ce qui revient aux mouvements tectoniques et aux variations climatiques. Celles-ci ont été assez sensibles pendant l'Oligocène, comme le prouve la composition des couches du bassin de l'Èbre catalan (lignites, gypse, limons, calcaires). A certaines époques, de grands lacs couvraient le plat pays, autour desquels croissait une flore assez peu xérophile. Avec ces phases relativement humides alternaient des épisodes franchement désertiques. C'est probablement à l'un de ces derniers qu'il faut rapporter le dépôt des poudingues moyens. Leur facies spécial, plus fin, n'indique pas nécessairement un adoucissement de la topographie contemporaine, mais seulement que les eaux courantes n'avaient pas la force de transporter les cailloux de grande taille qui s'accumulaient immédiatement au pied de la Sierra. Seuls des cailloux de petite taille se mélangent aux limons, et comme ils sont anguleux, on doit en conclure que les rivières étaient très éloignées du profil d'équilibre. Au contraire, les poudingues supérieurs, dont les cailloux sont plus gros mais mieux roulés, annoncent que les cônes de déjection de piedmont reprennent leur marche en avant avec un profil transversal moins tendu grâce à une pluviosité plus abondante (voir p. 7).

couches d'argile intercalées paraissent directement empruntées aux affleurements de keuper de la topographie préoligocène. Le manque de cohérence des assises interdit de préciser les déformations de ce complexe détritique discordant. Mais en s'éloignant un peu vers le sud, on peut voir la base des poudingues supérieurs, à nouveau cimentés, plonger encore vers la montagne et entrer en contact avec le keuper par de petites failles (en face de Casa-Bastigas). La faille a donc continué à jouer après le dépôt des poudingues supérieurs.

A l'ouest du méridien de San-Juan, l'évolution est différente. Le hameau de San-Juan est perché sur une barre de calcaire rougeâtre et de grès jaunes (crétacés?). Des poudingues assez bien roulés plongent fortement vers cette muraille. Au delà du torrent, on retrouve la masse principale des poudingues supérieurs, à peu près horizontaux. Il s'agit évidemment d'une discordance, nettement marquée parce que la poussée vers le sud a été assez forte pour déterminer une interruption dans la sédimentation. Menons maintenant une coupe, 2 kilomètres plus à l'est (fig. 28 III). Le pli-faille récupère son flanc renversé. S'appuyant aux calcaires crétacés, des poudingues aux éléments bien roulés plongent fortement vers le sud. Puis, les bancs supérieurs, de plus en plus épais vers l'aval et de plus en plus faiblement inclinés, se raccordent, par transition insensible, aux poudingues supérieurs de la Sierra Seca. C'est un très bel exemple de discordance progressive. Chaque banc s'amincit et se redresse vers l'amont, attestant la continuité de soulèvement de la Sierra de Turb.

Ainsi, à partir du moment où celle-ci récupère son flanc renversé, l'évolution enregistrée par les poudingues est un soulèvement continu (et l'on peut ajouter que le relief de cet anticlinal n'a jamais été assez prononcé pour déverser des masses d'éboulis dans les assises oligocènes, puisque celles-ci ne renferment que des éléments bien roulés). Près du Sègre, au contraire, le pli-faille a joué jusqu'après le dépôt des poudingues supérieurs qui sont inclinés vers la montagne. Le raccord entre les deux styles de plissement doit se traduire par un exhaussement avec torsion des poudingues oligocènes vers l'est; et c'est, en effet, ce qu'on peut vérifier le long du sentier qui monte de San-Juan à Cambrils.

Il est difficile de raccorder avec certitude ces poudingues supérieurs aux poudingues supérieurs de la vallée de Llinas-Cambrils, car ceux-ci ne sont pas cimentés. Mais au-dessus de la barre calcaire enfouie au sud de Cambrils, une stratification

horizontale est de nouveau nettement visible. Il faut donc que ce pli, situé dans le prolongement de la Sierra de Port-del-Compte, soit resté immobile tandis que jouait encore le pli de Turb.

En conclusion, le pli-faille de Turb, qui existait déjà avant le dépôt des poudingues moyens, a continué à jouer jusqu'après le dépôt des poudingues supérieurs. En raison de cette déformation tardive, et du faciès bien roulé des poudingues les plus proches de la Sierra, l'escarpement de Turb apparaît surtout comme une forme structurale dérivée mais neuve. Les poudingues supérieurs montent presque aussi haut que les calcaires crétacés. L'escarpement est donc un abrupt exhumé par l'érosion différentielle qui a déblayé les poudingues, et ceci d'autant plus facilement qu'au contact du plan de faille, la formation détritique oligocène se trouvait à l'état meuble, parce qu'elle reposait sur le keuper.

La discordance des poudingues sur le keuper prouve qu'une Sierra de Turb préoligocène a dû être fossilisée; mais nous ne savons pas à quelle hauteur se trouve aujourd'hui cette portion d'escarpement, ni même si elle est représentée dans le relief actuel.

2° Section centrale. — Le pli-faille est ici précédé de plusieurs replis et petites écailles, eux-mêmes empâtés dans différentes séries de poudingues. Pour saisir ces rapports complexes, nous analyserons rapidement deux coupes, passant, l'une par Casa-Juncas, l'autre par Casa-de-Ilac (fig. 29). Les poudingues inférieurs de Castellebre, synchroniques des poudingues inférieurs étudiés précédemment, viennent buter par faille contre une première barre crétacée, affleurant dans le Barranco de la Mala-Muller (fig. 30). Ils sont supportés par d'autres poudingues moins bien cimentés qui plongent toujours fortement vers le nord, passant sur la barre calcaire et sur des schistes rouges qui lui font suite. Par leur faciès et leur condition de gisement, ces poudingues rappellent tout à fait les poudingues moyens. On aborde ensuite la barre de calcaire crétacé sur laquelle est bâtie la Casa-Juncas. Contre elle s'appliquent des poudingues à éléments exclusivement calcaires, redressés à la verticale, et dont on peut faire, soit du Garumnien, soit l'équivalent des poudingues inférieurs oligocènes. En faveur de cette dernière hypothèse, on peut faire valoir leur légère discordance sur les calcaires crétacés. Au-dessous des calcaires de la Casa-Juncas, s'appuient, plongeant toujours vers le nord, des couches rouges et des grès à *Operculina Heb.*, qui

sont par conséquent du Montien. La principale ligne de contact anormal doit se trouver entre ces couches et la masse crétacée de la Sierra (fig. 29).

En complète discordance avec les couches précitées, reposent

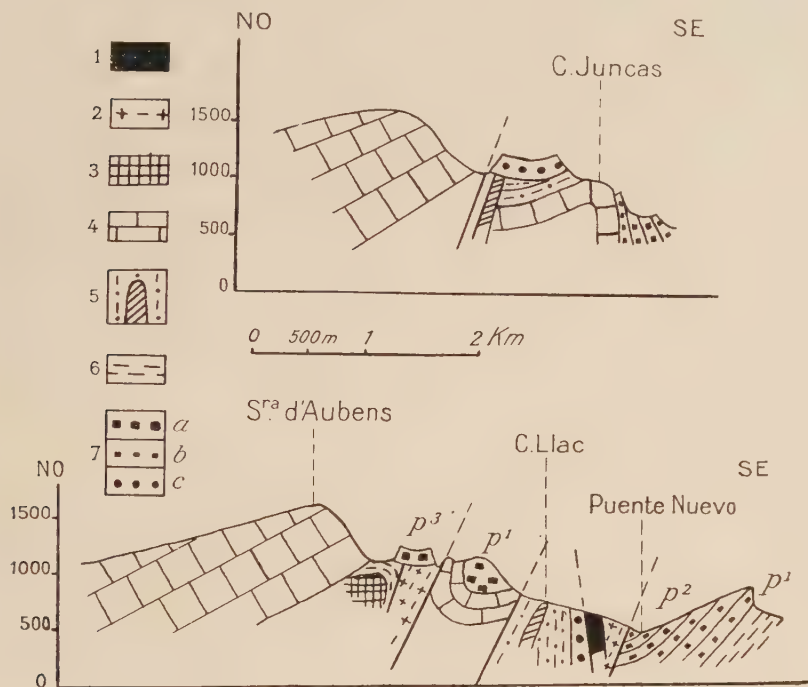


Fig. 29. — Coupes à travers la partie centrale de la Sierra d'Aubens

1. Keuper. — 2. Marnes liasiques. — 3. Calcaires dolomitiques du dogger. — 4. Calcaires crétacés. — 5. Schistes rouges garumniens, avec barres calcaires associées. — 6. Marnes éocènes. — 7. Poudingues oligocènes : a) éléments grossiers anguleux ; b) éléments fins anguleux ; c) éléments bien roulés. — Les poudingues notés p^1 , au nord de Casa-de-Llac, peuvent appartenir, soit au garumniens, soit à la base de l'oligocène.

N.B. — Une erreur de dessin fait figurer de l'éocène immédiatement au pied de la Sierra d'Aubens, à la place du dogger.

des poudingues supérieurs. Un premier paquet peut s'observer au nord du kilomètre 92 de la Seo. Les couches à peu près horizontales reposent tantôt sur le Garummiens et tantôt sur les poudingues moyens redressés. Un autre paquet, beaucoup plus élevé, est perché sur les barres calcaires verticales et les couches montiennes de la Casa-Juncas (phot. XIV). Ces observations datent la phase

tectonique principale, qui se place entre le dépôt des poudingues moyens et des poudingues supérieurs. Ceux-ci, d'autre part, ont eux-mêmes subi des déformations. Le paquet situé au nord-est de Casa-Juncas est légèrement ployé en synclinal, l'axe de l'ondulation coïncidant avec les couches tendres du Montien, tandis que les flancs relevés s'appuient sur les barres dures. C'est le type même du plissement, appelé posthume, de façon d'ailleurs assez impropre. A leur extrémité septentrionale, les conglomérats se

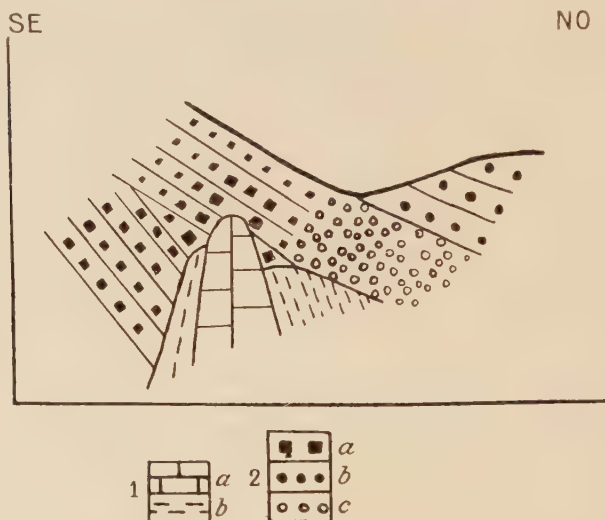


Fig. 30. — Coupe schématique relevée à l'extrémité du Barranco de la Mala Muller

1. Crétacé : a) calcaire ; b) schistes rouges garumniens. — 2. Poudingues : a) à éléments grossiers anguleux ; b) à éléments fins anguleux ; c) à éléments mal cimentés.

redressent et viennent buter contre une surface lisse de calcaires crétacés très semblables à un miroir de faille. Et comme les cailloux composants sont encore bien roulés malgré la proximité de la Sierra, on peut penser que l'escarpement de faille a légèrement joué depuis le dépôt des poudingues supérieurs.

La coupe passant par Casa-de-Llac présente des replis frontaux encore plus compliqués, système d'écaillés déversées vers le sud-est. Les poudingues moyens de Puente-Nuevo sont chevauchés par du Toarcien fossilifère, suivis de carniols puis de gypses qui représentent le keuper. On rattrape ensuite la bande de Crétacé supérieur et de garumnien prolongeant celle de Casa-Juncas, mais,

entre les deux formations, est pincée une lame de poudingues à éléments bien roulés parmi lesquels on note des calcaires à alvéolines : il s'agit donc de poudingues oligocènes. Plus haut, les calcaires du Crétacé supérieur dessinent une écaille synclinale couchée vers le sud-est et enveloppant un noyau de poudingues bréchoïdes; ceux-ci, complètement incorporés au plissement, doivent représenter l'équivalent des poudingues inférieurs ⁽¹⁾. L'écaille crétacée est chevauchée par les marnes liasiques, surmontées en complète discordance par un chapeau isolé de poudingues supérieurs perchés vers 1.200 mètres (carte h.-t. n° II). Enfin, vient la masse principale de la Sierra crétacée. Ici encore, le mouvement tectonique décisif se place donc entre le dépôt des poudingues moyens et des poudingues supérieurs. Comme dans la coupe précédente, ceux-ci sont légèrement ondulés en synclinal. Leur faciès très grossier (blocs énormes de calcaires crétacés) montre que la masse de la Sierra occupait la même position qu'aujourd'hui. Les mouvements ultérieurs, dans l'une et l'autre coupes, apparaissent comme des mouvements de serrage où les ondulations ont été guidées par les reliefs préexistants, accompagnés par des frictions et de petites failles au contact de la masse principale crétacée.

Il reste à étudier comment s'opère le passage entre le style de plissement de la section orientale et celui de la section centrale. Le contact est extrêmement brutal : c'est un grand accident transversal suivi par le Barranco de la Pinilla. Les barres de calcaire crétacé supérieur et le Garumnien sur lesquels se trouvent la Casa-de-Llac et les maisons de la Pinilla, viennent buter contre une muraille de calcaires dolomitiques du Dogger formant le rebord nord-est du Barranco. C'est ce Dogger qui, prenant une allure plus régulière, s'enfonce sous les Sierras d'Aubens et de Turb.

La section centrale de l'escarpement Aubens-Turb est donc en partie une forme fossile déjà réalisée avant le dépôt des poudingues supérieurs, en partie une forme neuve dérivée, dans la mesure où la faille a continué à jouer après le dépôt de ces poudingues.

3° La section orientale. — Vers l'est, l'escarpement de la Sierra d'Aubens perd beaucoup de sa hardiesse. La ligne de faite s'abaisse lentement comme l'axe du pli, de 1.600 à 1.000 mètres.

(1) On pourrait aussi les attribuer au garumnien, en supposant que les schistes rouges intermédiaires ont été écrasés.

D'autre part, les reliefs qui le précèdent s'élèvent au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la vallée du Sègre. On a l'impression que le relief s'empâte, que les poudingues collent au calcaire crétacé qu'ils finissent par submerger dans l'uniformité d'une multitude de petites corniches grisâtres. Cette impression va être justifiée par l'étude de coupes précises.

La structure du soubassement caché par les poudingues discordants se révèle moins bien que dans les sections précédentes. On note cependant une tendance vers la simplification. Les barres

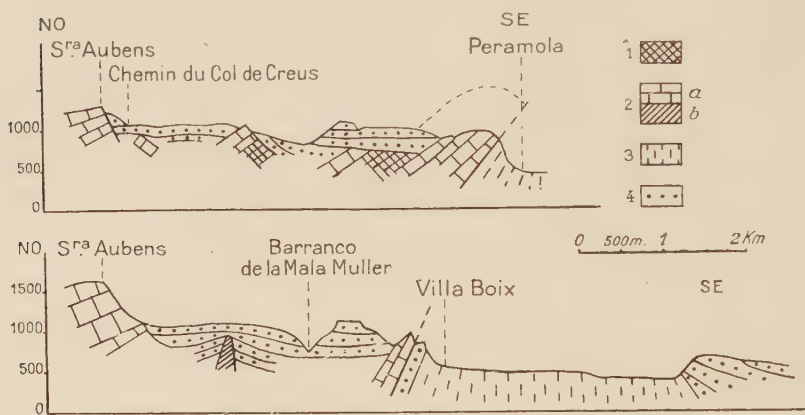


Fig. 31. — Coupes de l'extrémité occidentale de la Sierra d'Aubens

1. Dogger. — 2. Crétacé : a) calcaire massif ; b) barres. — 3. Marnes éocènes. — 4. Poudingues.

de calcaire crétacé des replis frontaux de la section centrale se suivent encore jusque près de Casa-Reco. Au delà, on retrouve une succession régulière de terrains, Lias très fossilifère dans la région de la Mola, avec *Rhynchonella Batalleri* Dubar, *Rhynchonella cynocephala* (1), etc., puis calcaire dolomitique noir du Dogger, empilement régulier des couches crétacées débutant par un Urgonien assez réduit continuant par du cénomanién avec *Pecten Marottianus* d'Orb., puis le Turonien à *Cyclotiles* etc.

Les poudingues les plus anciens, dont nous retrouvons trace, affleurent près de la Mola. Ils sont appliqués en discordance sur les calcaires dolomitiques du Dogger et sur l'Urgonien; très fortement redressés, ils plongent au sud-est et passent par une discor-

(1) Déterminés par G. Dubar.

dance progressive sous les poudingues supérieurs. Leur faciès est franchement fluvatile. Ce sont des cailloux bien roulés, comprenant des éléments granitiques qui impliquent une organisation des pentes et du drainage très différente de celle d'aujourd'hui. A ce moment, la Sierra d'Aubens n'était pas encore en place. Au contraire, les poudingues supérieurs sont à peine ondulés en anticlinal au passage des barres rocheuses. Dès le méridien de Casa-San-Pau, ils viennent s'appliquer, avec un faciès bréchique, contre la Sierra d'Aubens. Le chemin qui monte au Coll de Creus recoupe une formation rougeâtre qu'on peut suivre jusqu'à 1.200 mètres et qui est tout à fait semblable aux brèches actuelles (petits cailloux anguleux de calcaire sénonien) déposées entre les intervalles des torrents qui, eux, charrient des gros blocs; elles fossilisent le front de la Sierra sur presque toute sa hauteur (fig. 31).

A l'ouest, enfin, la Sierra d'Aubens disparaît sous les poudingues discordants. La dépression transversale du ruisseau de Rialp correspond à une vallée préoligocène, elle-même installée dans un ensellement tectonique transversal. Ceci est prouvé par l'allure des poudingues supérieurs à l'ouest de Cortiuda, qui ravinent indistinctement toutes les formations crétacées, fossilisant très nettement le versant d'une ancienne vallée transversale. Depuis, l'ensellement a légèrement rejoué, abaissant les poudingues vers l'ouest. Il est d'ailleurs difficile de préciser quantitativement dans quelle mesure la dépression du ruisseau de Rialp est due :

- a) A l'abaissement d'axe préoligocène de la Sierra crétacée;
- b) A l'érosion préoligocène de la rivière installée dans cet ensellement;
- c) Au rejeu postoligocène de cet ensellement.

Conclusion. — Cette étude de l'évolution de l'escarpement de la Sierra d'Aubens nous montre donc que les mouvements tectoniques se sont prolongés de plus en plus longtemps, au fur et à mesure qu'on se déplace vers l'est. Dans la section occidentale, les poudingues supérieurs n'ont subi que de légères ondulations, et l'escarpement est presque tout entier une forme structural fossile exhumée. Dans la section centrale, les mouvements de serrage et de cassure se sont prolongés plus longtemps : l'escarpement est en partie une forme neuve, en partie une forme fossile. Enfin, dans la section orientale, le mouvement de cheveu-

chement a été encore plus tardif. L'escarpement est presque tout entier une forme neuve.

IV. — LA SIERRA DE PERAMOLA ET LE BRAY D'OLIANA

Les Sierras d'Aubens et de Turb sont précédées d'un double pli anticlinal. L'un d'eux, pli-faille déversé vers le sud, fait affleurer le Crétacé et constitue une petite Sierra d'Aubens en miniature: c'est l'escarpement de la Sierra de Peramola (1.090 m.), tourné vers le sud-est. Il chevauche le deuxième pli anticlinal dont le sommet, évidé dans les marnes éocènes, a été remplacé par le Bray d'Oliana.

A l'ouest du Sègre, le rebord de la dépression correspond à l'escarpement de pli-faille de la Sierra de Peramola (fig. 31).

Ce pli commence à la hauteur de Villa-de-Boix; une coupe suivant le ravin montre une lame de calcaire gréseux sénonien appliquée contre les poudingues inférieurs redressés à la verticale. Vers le sud-ouest, le chevauchement s'accroît rapidement. A la hauteur de Peramola, la masse secondaire, qui a plusieurs kilomètres de large, a supprimé par écrasement les poudingues inférieurs, et une tête anticlinale de calcaires repose directement sur les grès jaunes bartoniens. Comme les Sierras d'Aubens et de Turb, la Sierra de Peramola appartient donc à une phase de plissement postérieure à la phase pyrénéenne proprement dite, responsable du Montsech et des rides de la conca de Tremp. Au sud-ouest de San-Marc, l'anticlinal d'Oliana récupère son enveloppe de poudingues inférieurs qui filent vers le sud-ouest et le sud-est pour entourer périclinalement les deux anticlinaux. Le flanc nord du pli est masqué par des poudingues supérieurs prolongeant ceux de la Sierra d'Aubens. Le long du sentier joignant Peramola à Cortiuda, on les voit fossiliser une topographie variée (dépression creusée dans des schistes rouges ⁽¹⁾, barres calcaires crétacées). Au sud-ouest, le soubassement n'est plus visible que sous la forme de quelques affleurements de calcaires crétacés qui pointent à travers les poudingues (ravin au nord de Garzoza). Ces assises détritiques, atteignant une épaisseur de 400 mètres au moins, culminent vers 1.100 mètres, au sommet

(1) Sans doute ces schistes représentent-ils le garumnien⁽²⁾; dans ce cas, la Sierra de Peramola se décomposerait en deux écailles.

des tours naturelles qui portent l'ermitage de San-Honorato. Là, ils sont discordants sur les poudingues inférieurs. Les poudingues moyens manquent, et c'est pendant la période correspondant à leur dépôt que se place la surrection du pli de Peramola.

Poussons plus loin l'analyse : l'étude de la terminaison occidentale de la Sierra permet de décomposer le mouvement en deux phases tectoniques. L'église de Pallerols est construite sur des poudingues à petits éléments alternant avec des marnes rouges et des calcaires lacustres qui représentent une partie des poudingues moyens. Ils reposent en forte discordance sur du Lias très fossilifère (*Rhynchonella ranina* Suess, *Rhynchonella cynocephala* Richard, *Pholadomya* du groupe de *Fidicula*). D'autre part, ils sont encore affectés par un mouvement de flexure. Ils représentent donc une période de sédimentation antérieure à celle des poudingues de San-Honorato, intercalée entre deux phases d'activité orogénique. Leur faciès très fin permet de les rapprocher des poudingues P 2 également discordants et inclinés. On peut alors se demander pourquoi la coupe de San-Honorato n'enregistre plus qu'une phase tectonique. La réponse est facile. La région de Pallerols, plus proche du niveau de base et composée de terrains tendres, a été attaquée par l'érosion de façon plus rapide que la section amont de la Sierra de Peramola, si bien qu'elle a été atteinte par le premier retour offensif du remblaiement, qui respectait encore la Sierra proprement dite. Il faut rappeler aussi que les limons et calcaires plastiques de Pallerols ont pu céder à un effort tangentiel auquel restaient indifférents les bancs de poudingues compacts de San-Honorato.

A l'est du Sègre, l'anticlinal d'Oliana s'est dressé lentement en liaison étroite avec le pli-faille des Sierras d'Aubens et de Turb. La moitié nord-est constitue un pli simple parfaitement régulier, légèrement déversé vers le sud, près de Valldan; aux marnes bleues du centre, correspond le Bray proprement dit. De part et d'autre, se disposent les trois étages de poudingues à peu près concordants entre eux, mais de moins en moins inclinés au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série. Les conglomérats inférieurs entourent le Bray d'une muraille acérée d'importance très inégale, le versant nord étant beaucoup plus élevé et abrupt que le versant sud. Cette dissymétrie s'explique par le rapide changement de faciès que subissent les conglomérats inférieurs en s'éloignant de la montagne. A la hauteur de Valldan, ils diminuent rapidement d'épaisseur et passent à des grès beaucoup moins résistants. Nous avons noté le même phénomène sur la coupe suivant le méridien

de la Sierra de Tosals. C'est un fait général sur la bordure du Bassin de l'Ebre.

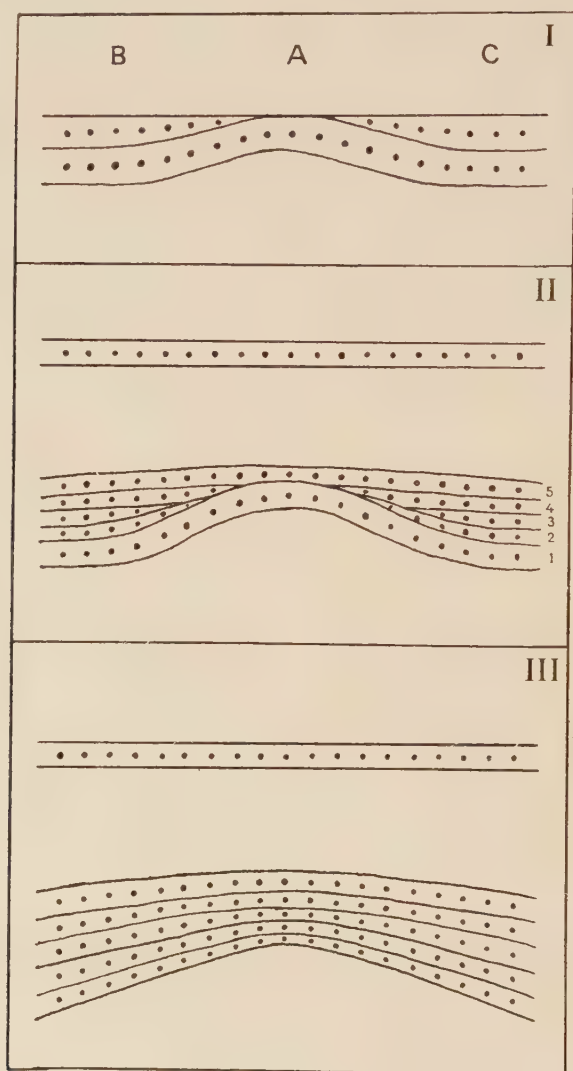


Fig. 32. — Schéma montrant la formation des discordances progressives ou semi-concordance, dans une série détritique

En I, le remblaiement et le soulèvement s'équivalent à chaque instant

En II, le soulèvement l'emporte d'abord, puis le remblaiement.

En III, le remblaiement l'emporte sans cesse sur le soulèvement.

Entre Oliana et Valldan, on peut vérifier que les grès jaunes marins à *Polypiers* et *Nummulites* bartoniennes sont concordants avec les poudingues inférieurs eux-mêmes surmontés en semi-concordance, mais avec un pendage de plus en plus faible vers le haut, par les poudingues moyens et supérieurs. Cette semi-concordance a une signification tectonique sur laquelle il faut appeler une fois de plus l'attention. Les poudingues moyens et supérieurs reposent sur du Trias déjà en place aux pieds des Sierras d'Aubens et de Turb. Or, l'évolution a été à peu près continue dans la région d'Oliana, depuis le Lutétien marin jus-

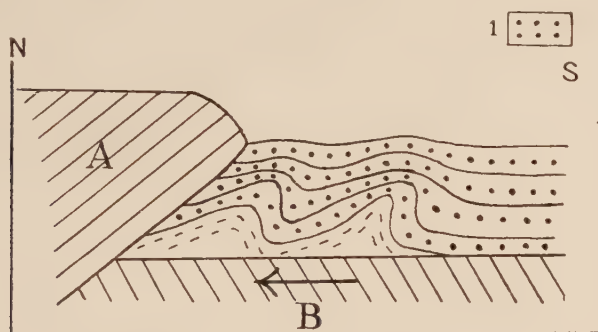


Fig. 33. — Schéma montrant le mécanisme du déversement de la Série de Pedraforca sur le bassin de l'Ebre

A : Série de Pedraforca. — B : Tréfonds du bassin de l'Ebre.

1. Série détritique bartonienne-oligocène. — Les traits discontinus figurent les marnes éocènes. La flèche indique le sens de déplacement du tréfonds du bassin de l'Ebre.

Les poudingues sont disposés en discordance progressive (ou semi-concordance).

qu'aux poudingues supérieurs, c'est-à-dire pendant que se produisait le chevauchement du front sud-pyrénéen. Celui-ci résulte donc d'une poussée relative venue du nord, et non d'un charriage d'origine méridionale qui aurait violemment froissé les marnes éocènes et les poudingues inférieurs avant le dépôt des poudingues supérieurs.

Cherchons à préciser les modalités de cette évolution de l'anticlinal d'Oliana. Il s'est soulevé de façon continue, tandis que des flots de cailloux ne cessaient de se déverser dans la région (fig. 32). La semi-concordance ainsi réalisée résulte d'un processus qui comporte trois variantes (fig. 32) :

1° Ou peut supposer que le remblaiement et le soulèvement

s'équivalent à chaque instant (I). Considérons le premier plan de poudingues. En un temps t aussi court que l'on voudra, ils se soulèvent en A et s'enfoncent en B et C avec assez de lenteur pour que l'alluvionnement en B et C rétablisse l'équilibre. A l'instant suivant, le second banc sera ployé à son tour dans les mêmes conditions, et ainsi de suite. Il en résultera une série sédimentaire comportant des bancs de moins en moins inclinés vers le haut et dont l'épaisseur sera nulle au sommet de l'anticlinal.

2° On peut concevoir aussi une évolution rythmique; l'anticlinal émergera par saccades puis sera enseveli. A chaque phase de surrection correspondra une série régressive dans les synclinaux (bancs 1, 2, 3 sur le II de la fig. 32); à chaque phase d'ennoyage, une série transgressive (bancs 3, 4, 5). Si les saccades s'espacent et qu'une période d'érosion puisse s'insérer entre la phase de surrection et la phase d'ennoyage, une véritable discordance apparaîtra.

3° La vitesse de surrection de l'anticlinal est constamment inférieure à la vitesse de montée du remblaiement. Dans ce cas la topographie restera celle d'une surface d'accumulation pendant toute la durée de l'évolution, et les plans stratigraphiques des bancs ne se recouperont jamais (fig. 32, III).

Le sommet de l'anticlinal ayant disparu, il est difficile de décider à quel type appartient l'anticlinal d'Oliana. Tout ce que l'on peut affirmer, c'est que les saccades ont été très rapprochées, et que le remblaiement a, en général, tenu tête au soulèvement orogénique.

Cette rapidité du remblaiement fait supposer que la bordure du Bassin de l'Ebre s'enfonçait tout en se plissant. La persistance de ce mouvement pendant l'Oligocène explique de façon satisfaisante la persistance du chevauchement de la Série de Pedraforca vers le sud, le soubassement du Bassin de l'Ebre ne cessant de l'attaquer à sa base. Le mouvement relatif vers le sud de la Série justifie à son tour le ridement de la série des poudingues qu'on peut donc considérer comme des plis de couverture (fig. 33). On peut concevoir sans contradiction la simultanéité des deux phénomènes. A partir de l'Eocène, le Bassin de l'Ebre est devenu une aire de subsidence. La persistance de l'affaissement a déclenché un flux intra-cortical vers la périphérie, qui, attaquant à la base la Série de Pedraforca, l'a forcée à rejaillir vers le sud. Celle-ci, en se déplaçant, a exercé une poussée tangentielle sur les couches détritiques superficielles du bassin, qui se sont plissées à leur tour (fig. 33).

CHAPITRE IV

LA ZONE DES SIERRAS ⁽¹⁾

(A L'EST DE LA N. PALLARESA)

I. — GÉNÉRALITÉS

Au sud du Montsech, s'étendent des chaînons de médiocre altitude, ne dépassant pas 1.000 mètres en général. Cette zone s'élargit dans la direction de l'Aragon; vers l'est, elle s'enfonce latéralement sous la couverture de grès et de limons tertiaires du bassin de l'Ebre.

Les problèmes particuliers que pose la zone des Sierras peuvent se résumer en trois propositions:

1° L'existence de plissements orthogonaux qui se répercutent dans le relief.

2° L'absence de forme structurale fossile bien nette.

3° Le tracé bizarre du Sègre qui quitte le Bassin de l'Ebre pour pénétrer dans la zone des Sierras sur une longueur de 20 kilomètres.

1. — **Plis orthogonaux et formes structurales.** — L'existence de plis orthogonaux dans la zone des Sierras catalanes a été démontrée pour la première fois dans deux publications à peu près simultanées, l'une de P. Misch ⁽²⁾, l'autre de nous-mêmes ⁽³⁾. Nous décrirons ces plis très brièvement, puisqu'ils sont figurés de façon très complète dans les cartes de P. Misch, dont l'interprétation s'accorde pour l'essentiel avec nos observations.

1° A l'est et au sud-est se trouve une zone de plis serrés: le pli de Monsonis, la Sierra de Mosquera, pli-faille déversé vers l'ouest, tous deux orientés nord-sud. Parallèlement, le synclinal de Boada est encadré entre deux anticlinaux. Ces plis sont affectés

(1) Feuille 328; Carte h. t. n° III.

(2) P. Misch, **111**. — (3) P. Birot, **18, 19**.

par des mouvements d'axe perpendiculaire certainement postérieurs. Ils ont déterminé la surrection de la barre de Crétacé et Trias dans la Sierra de Castellar et la ligne de chevauchement jalonnée par Foradada et la Sierra de Bace-de-Ayxera dont le Trias de base repose sur des gypses nummulitiques. Au croisement des principaux axes, des dômes de keuper crèvent toutes les couches (dôme d'Alos, dôme de Baldoma), et des cuvettes synclinales sont conservées (cuvette de Rubio). Enfin, cette zone de plis serrés et discontinus est précédée de quelques accidents extrusifs satellites: les pointements diapirs du Castellot d'Artesa et de Montgamastre.

L'échelle stratigraphique est ici réduite à sa plus simple expression: du keuper, des cargneules et des sables, des marnes liasiques, des sables santoniens, des calcaires du Crétacé supérieur, un Garumnien très réduit et des calcaires à Alvéolines. Nous sommes dans une zone de bordure de la fosse sud-pyrénéenne, où la sédimentation secondaire a été interrompue par de fréquentes émergences.

Cette structure donne des formes bien dessinées, grâce à l'aridité particulière du climat :

a) Des fronts de plis failles dont le calcaire crétacé et éocène constitue la charpente : la Sierra de Mosquera, la Sierra Bace-de-Ayxera;

b) Le synclinal perché de Boada reste en saillie dans le relief alors que les anticlinaux voisins sont évidés dans le lias et le keuper;

c) Les dômes sont largement déblayés et donnent des bassins: bassin d'Alos, bassin de Baldoma.

2° Au nord et à l'ouest, les couches ne sont plus affectées que de lourdes ondulations accompagnées de chevauchements. La plus massive de toutes est le vaste brachyanticlinal de la Sierra de San-Mamet. Au sud, les Sierras de San-Giordi et de Montroig sont d'énormes plis-failles déversés vers le sud et dont le keuper de base chevauche le Nummulitique. L'anticlinal de Santa-Linya fournit un type intermédiaire avec un gros affleurement de Trias axial poussé vers le nord (phot. 16).

L'échelle stratigraphique subit dans cette zone un changement important : entre le Lias et le Santonien, s'intercalent les puissantes assises des Dolomies du Dogger, qui atteignent 400 mètres d'épaisseur. Ce fait est évidemment en corrélation avec le changement de style tectonique; mais il est difficile de placer correctement la cause et l'effet. La disparition du Dogger dans la zone des

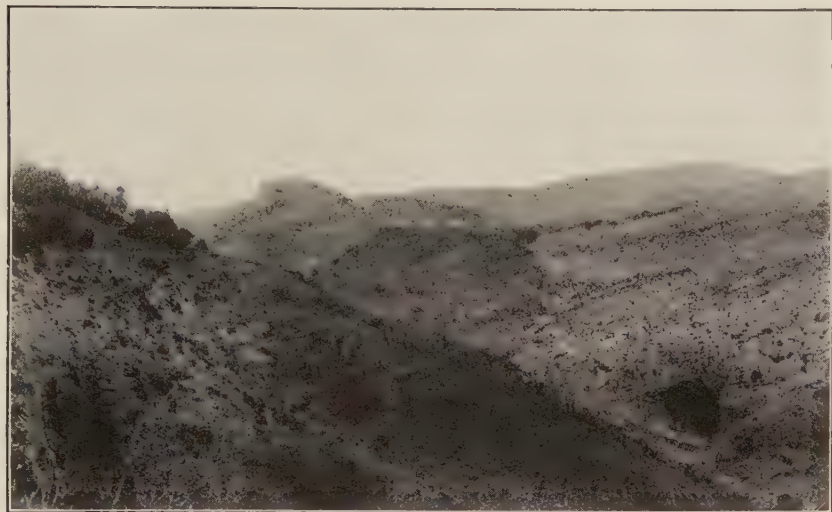


PHOTO XV

Chevauchement du keuper (à gauche) sur les calcaires crétacés (à droite) des plateaux de Santa Linya : zone des Sierras.



PHOTO XVI

Cliché Solé Sabaris.

Lac artificiel de San Lorenzo de Mongay formé par le Sègre. Au fond et à droite on distingue les masses mal stratifiées de poudingues plongeant vers le nord et reposant en discordance sur des barres verticales de calcaires crétacés et éocènes. A gauche, le village de San Lorenzo de Mongay. Vue prise vers l'ouest (zone des Sierras).

plis serrés est-elle due à une suppression mécanique? Ou bien le Dogger manquait-il déjà, à l'est, avant le plissement? Dans ce dernier cas, sa présence en grandes masses, à l'ouest, aurait déterminé l'allure lourde des plis. Cette hypothèse nous séduirait davantage. En effet, des plis couchés comme le Montroig ont conservé leur Dogger malgré l'importance du chevauchement. Quant à la disparition des dolomies antérieures au plissement dans la zone orientale, on pourrait la mettre sur le compte de mouvements cimmériens, rejoignant par là les idées émises par Hupé à propos des Pyrénées aragonaises (1).

Le style des plis et la présence du Dogger impriment aux formes structurales un caractère tout différent de celui de la zone orientale. Les calcaires sénoniens donnent des surfaces structurales : l'énorme dôme de la Sierra San-Mamet, qui, avec ses 1.360 mètres, constitue le point culminant de la zone des Sierras, les plateaux de Santa-Linya qui s'enfoncent sous le Keuper, les tables presque horizontales entamées par la Noguera et le Sègre entre Alos et Massana et qui se terminent au sud par des escarpements de plis-failles dominant les dépressions déblayées dans le Keuper et le Nummulitique. En dessous des corniches de calcaires sénoniens, les dolomies noires du Dogger, surmontées d'une assise tendre, les sables versicolores santoniens dessinent un puissant replat.

Or, presque toutes ces formes structurales sont des formes structurales neuves; la rareté des formes fossiles constitue un problème dont nous essaierons de trouver la solution.

2. — Indifférence du Sègre à la structure (carte III). —

L'incursion insolite du Sègre à travers cette structure complexe constitue une autre énigme plus difficile encore à résoudre. Le Sègre, qui coulait dans les grès tendres du Bassin de l'Ebre, s'engage dans la zone des Sierras à partir d'Artesa, et ne la quittera qu'en aval de Camarasa. La rivière, accompagnée d'une large huerta, déroule ses méandres qui viennent saper çà et là des corniches gréseuses blanchâtres. C'est le point choisi par le canal d'Urgell pour s'échapper définitivement de la vallée, au moyen d'un tunnel peu profond, pour prendre un cours NE-SO que le fleuve, semble-t-il, aurait dû normalement emprunter. Mais celui-ci se dirige vers l'ouest et sa première boucle mord dans le flanc de l'anticlinal de Monsonis; il s'agit d'une gorge épigénique qui n'a pas 300 mètres de long et qui est taillée dans des

(1) P. Hupé, 58, 59.

calcaires à Alvéolines portant encore une pellicule de la couverture gréseuse inclinée, sur laquelle la rivière a fixé son cours. Une nouvelle huerta marque son retour dans l'Oligocène peu résistant. Puis vient la percée dans la terminaison de la Sierra de Mosquera, gardée par les tours de Rubio d'Abaix. La vallée s'épanouit dans le bassin keupérien d'Alos; sous le vert intense des vignes, les argiles versicolores et dont le sel luit au soleil, affleurent dans les entailles des ravins et sont dominées par le profil bizarre des barres de Muschelkalk. Sur l'une d'elles, à l'extrémité d'un éperon, le village fortifié d'Alos serre ses maisons, éventails lumineux vu de l'extérieur, abritant au long des ruelles où glissent les mulets, beaucoup d'ombre, de saleté et de mouches. A droite, sur l'horizon, se profile une large échancrure, la vallée de Massana remplie de poudingues largement ployés en synclinal qui montent lentement vers le nord et viennent se confondre avec les calcaires rougeâtres sénoniens du Dôme de San-Mamet dont ils sont issus. Mais le Sègre, dédaignant cette invitation de la structure, s'enfonce plus au sud dans un système de barres transversales de calcaires crétaqués alternant avec des dépressions creusées dans les marnes jaunes liasiques et les sables panachés santoniens. Sur la rive droite les bastions massifs de poudingues rouges discordants compliquent encore cet étrange paysage. Puis, pendant 2 kilomètres, la rivière suit le petit axe d'une cuvette synclinale elliptique dont le grand axe aboutit au point culminant des Sierras de Castellar et de San-Giordi : il s'agit d'une adaptation tout à fait locale aux mouvements est-ouest qui ont affecté les anciens plis nord-sud. La rivière pénètre alors dans la zone de structure tabulaire; elle s'est enfoncée dans un magnifique cañon aux parois de dolomies noires. C'est là qu'elle reçoit la Pallaresa. A Camarasa, le Sègre, qui a repris la direction nord-sud et qui coule dans les couches tendres du Keuper et du Nummulitique, semble avoir échappé à l'étreinte de la montagne; mais il décrit un coude vers l'ouest et s'engage au milieu de poudingues discordants sur des barres calcaires alignées nord-sud. La vallée s'élargit de nouveau dans les terres rutilantes du keuper et dans la traînée blanchâtre des gypses nummulitiques qui annoncent le passage définitif aux couches du Bassin de l'Ebre.

II. — LA SÉDIMENTATION DÉTRITIQUE TERTIAIRE ET LES PHASES DE PLISSEMENT

Nous chercherons la réponse aux questions fondamentales posées plus haut dans l'étude des sédiments détritiques tertiaires. Le classement des différentes séries de poudingues rencontre ici des difficultés particulières à cause de la présence d'un Keuper diapir. Lorsqu'on voit des poudingues reposer sur du Keuper, on peut toujours se demander s'il s'agit d'une discordance mécanique ou d'une discordance stratigraphique. D'autre part, au contact, les observations sont d'autant plus délicates que les poudingues ravinant le keuper sont, en règle générale, mal cimentés. On s'expose à confondre des dépôts de terrasses quaternaires et des dépôts détritiques beaucoup plus anciens. Enfin, la distinction des phases de plissement demande une grande prudence : par exemple, une même assise de poudingues discordants peut fort bien être à peine dérangée lorsqu'elle repose sur un bloc chevauchant ou sur une couche dure, tandis que, quelques centaines de mètres plus loin, si elle est au contact du keuper, sensible aux moindres efforts tectoniques, et si elle précède le front du chevauchement, elle se redresse brusquement à la verticale.

C'est cette dernière observation qui semble avoir conduit P. Misch ⁽¹⁾ à adopter une solution simple, trop simple à notre avis. Pour le géologue de Göttingen, tout le matériel déritique se range en une seule unité stratigraphique sans discordance, qui embrasse l'Oligocène. Lorsque ce matériel déritique peu dérangé repose sur un soubassement disloqué, nous avons affaire au plissement pyrénéen. Toutes les fois que ce matériel est dérangé, c'est le plissement savien qui en est responsable. Tels sont les postulats qu'implique la méthode suivie par P. Misch.

Nous opposons à cette interprétation deux objections principales.

A. — L'âge savien ⁽¹⁾ des dernières phases du plissement reste douteux, puisqu'on n'a pas rencontré jusqu'ici de fossiles post-sannoisiens dans les formations détritiques.

Comme l'indiquent presque tous les auteurs, celles-ci se décomposent en trois parties :

(1) P. Misch, **111**, p. 97 et *sqq.*

(2) L'école de Göttingen appelle « savienne » une phase de plissement qui se place à la limite de l'Oligocène et du Miocène.

- a) Des poudingues inférieurs;
- b) Des gypses et des grès à plaquettes;
- c) Des poudingues supérieurs dont l'équivalent en aval de Balaguer est représenté par des grès et des limons rouges. Or, cette série est tout entière comprise dans l'Oligocène inférieur. En effet, à sa base, se trouvent des mollusques sannoisiens (faunule de Torre de Fluvia, à *Melanoïdes Albigenensis*), tandis que sa partie supérieure s'enfonce sous les calcaires du Tarrega dont la faune de mammifères est également sannoisienne.

B. — D'après nos observations, les dépôts détritiques révèlent de multiples discordances internes rendant arbitraire la distinction de deux grandes phases de plissement séparées par toute la durée de l'Oligocène.

Ces discordances internes, les coupes de P. Misch lui-même les montrent clairement dans les régions plus occidentales, dans le bassin de Boix, par exemple, près de la Noguera Ribagorzana. Elles se révèlent à une analyse attentive de la région du Sègre.

1° Les Sierras de Monsonis, de Boada et de Castellar. — L'interprétation de P. Misch est la suivante: le plissement « pyrénéen » dessine une série de plis nord-sud, synclinal de Boada, Monsonis, etc. Puis, vient une période de sédimentation, où l'auteur place conjointement les grès à mollusques sannoisiens de la cuvette de Rubio, les poudingues très grossiers qui remplissent la vallée du Sègre en aval d'Alos, les grès et poudingues du synclinal de Massana. Une partie de ces formations se serait déposée dans des dépressions d'érosion excavées aux dépens du Keuper. Ce serait le cas des grès de la cuvette de Rubio. Enfin, se déclanche le plissement savien, ressuscitant l'accident antérieur d'axe nord-sud au Monsonis, et jouant suivant l'axe est-ouest, pour créer la Sierra de Castellar et le Bace d'Ayxera.

Au contraire, nos observations nous amènent à distinguer deux périodes de remblaiement séparées par une période de plissement: les poudingues verticaux situés au flanc nord du Castellar appartiennent à une série antérieure à celle des poudingues d'Alos, déjà plissée avant le dépôt de ces derniers. C'est ce que nous allons tâcher de montrer en analysant de proche en proche les faciès et les pendages des dépôts détritiques.

L'examen des faciès oligocènes de la cuvette de Rubio conduit à penser qu'au moment du dépôt de ces couches, la Sierra de Boada et l'escarpement ouest de la Sierra de Monsonis

n'existait pas encore. Seul, l'escarpement sud-est de la Sierra de Monsonis paraît s'être formé en deux temps; une coupe montre en effet des poudingues verticaux très grossiers sur lesquels est bâtie l'église de Monsonis et qui sont pris entre deux lames de Trias, puis des gypses blancs infrasannoisiens, enfin, en légère discordance, des poudingues supérieurs passant aux grès et limons

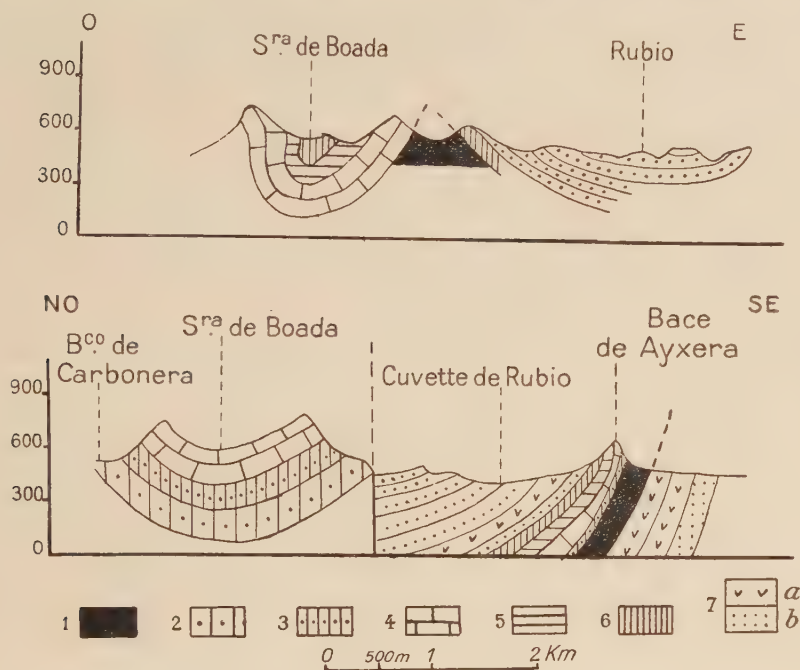


Fig. 34. — Coupes de la Sierra de Boada et de la Sierra de Rubio

1. Keuper. — 2. Lias et dogger. — 3. Sables versicolores santoniens. — 4. Calcaires sénoniens. — 5. Garumnien. — 6. Calcaires à alvéolines. — 7. Sannoisien et ludien : a) gypse ; b) grès.

rouges de Vernet. Cette coupe signifie: 1° au moment du dépôt des poudingues inférieurs, un certain relief existait déjà; 2° ensuite se placent au moins deux phases de plissement, dont la première est antérieure aux grès de Vernet, équivalents des grès de Rubio. Par contre, l'accident occidental qui limite la Sierra de Monsonis est postérieur aux grès de Rubio. En effet, le versant occidental de la Sierra de Monsonis montre l'Oligocène toujours très froissé au contact du Trias, ou reposant par l'intermédiaire d'un pou-

dingue très mince de base sur de petites écailles de calcaire à Alvéolines. A part ces poudingues de base, le faciès reste toujours très fin et ne suggère pas l'existence d'un relief voisin.

Le phénomène est encore plus net au pied de la Sierra de Boada (fig. 34). La coupe est différente au nord et au sud de la cote 596. Au sud, les grès oligocènes s'inclinent vers les carniolites et sables rouges qui forment la base de la Sierra, tout en conservant un faciès aussi fin et sans admettre jamais un seul caillou dénonçant la présence d'une muraille proche. Il s'agit évidemment d'un contact par faille, postérieur au dépôt des grès et concomitant avec la formation de la Sierra Boada. Au nord de la cote 596, les grès s'appuient, par l'intermédiaire d'un poudingue de base, sur des calcaires à alvéolines appartenant au flanc renversé de l'anticlinal dont l'axe est souligné par une traînée de keuper. Ils sont fortement inclinés vers la cuvette. Ici encore, le plissement principal leur est donc nettement postérieur ⁽¹⁾.

Or, en approchant du Sègre, les flancs du synclinal de Boada se redressent verticalement et même se déversent légèrement vers l'est, tout en se tordant au contact de l'accident transversal de Castellar. Sur les barres de calcaires crétacés et de calcaires à alvéolines, sur les sables santoniens et sur les marnes liasiques, reposent en discordance des poudingues fortement cimentés, presque horizontaux. Ils sont donc certainement postsannoisiens. Leurs éléments très grossiers sont exclusivement calcaires; ils ne représentent donc pas les restes d'un ancien remblaiement du Sègre, comme leur situation pourrait d'abord le suggérer. Leur base s'incline de l'ouest vers l'est, indiquant l'écoulement d'un torrent local en sens contraire du Sègre actuel. Ils paraissent également postérieurs à l'accident de Castellar orienté est-ouest, car ils ne sont que faiblement inclinés vers le sud.

Au nord de la barre de Castellar, le vaste synclinal Massana-Alos est rempli de poudingues (fig. 35). Ceux-ci sont plaqués contre le crétacé et le keuper du Castellar, avec un pendage à peu près vertical. Leur faciès est d'abord fin, avec de nombreux éléments roulés. Par une discordance progressive, on arrive aux poudingues presque horizontaux du centre du synclinal, dont le faciès est beaucoup plus grossier. Les bancs supérieurs montent vers

(1) Ils sont figurés comme crétacés sur la carte de P. Misch. Il est vrai qu'on trouve des alvéolines dans des calcaires rougeâtres incontestablement sénoniens (par exemple dans le Montsech, G. Astre, B. Soc. Hist. Nat. Toul. 1928). Mais les calcaires en question, gris clair, ont une physionomie éocène.

le nord et s'appuient sur la Sierra de San-Mamet, où ils fossilisent de petits abrupts préexistants formés de calcaires sénoniens rougeâtres. Cette coupe révèle l'existence des poudingues inférieurs, qui sont probablement *antérieurs* aux poudingues du Sègre en aval d'Alos; il est normal que les poudingues du flanc nord chevauché soient plus bousculés que les poudingues du flanc sud chevauchant, mais, dans le cas présent, la différence de pendage

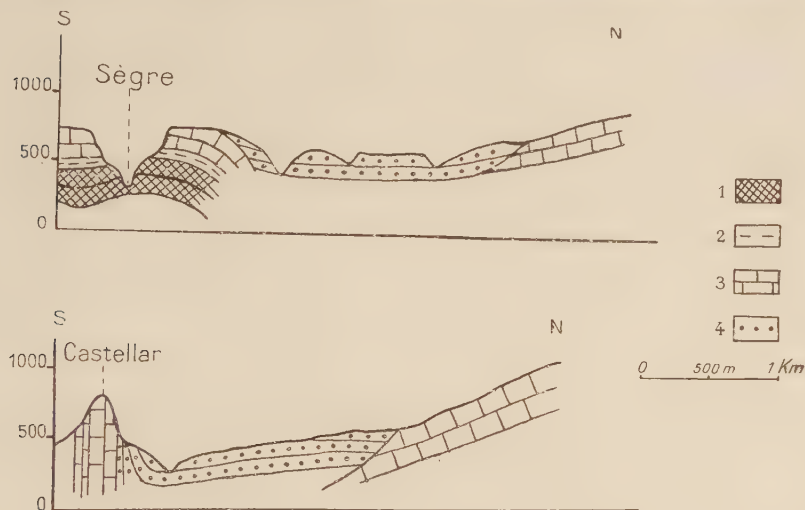


Fig. 35. — Coupes à travers la vallée de Massana

1. Dogger. — 2. Sables santoniens. — 3. Calcaires sénoniens. — 4. Poudingues.

est vraiment trop forte pour que les deux séries de poudingues soient synchroniques ⁽¹⁾. Il faut plutôt paralléliser les poudingues

(1) Comme le voudrait l'interprétation de P. Misch qui nous paraît d'ailleurs exagérer la dissymétrie du Castellar; toutes les couches sont à peu près verticales. La différence de pendage des poudingues ne pourrait alors s'expliquer qu'en supposant que le pli transversal était préfiguré avant le dépôt de la série détritique et contemporain des plis nord-sud de la Sierra de Boada attribués par P. Misch à la phase pyrénéenne. Dans ce cas, on pourrait admettre qu'un déplacement en bloc du système figé dans la direction du nord ait relevé les poudingues de Massana sans modifier le pendage de ceux d'Alos. Mais la présence du Keuper sur les deux flancs du pli rend cette hypothèse peu vraisemblable. En effet, le mouvement de serrage supposé aurait dû nécessairement amener une ascension du Keuper plastique bousculant aussi bien les poudingues du versant sud que ceux du versant nord.

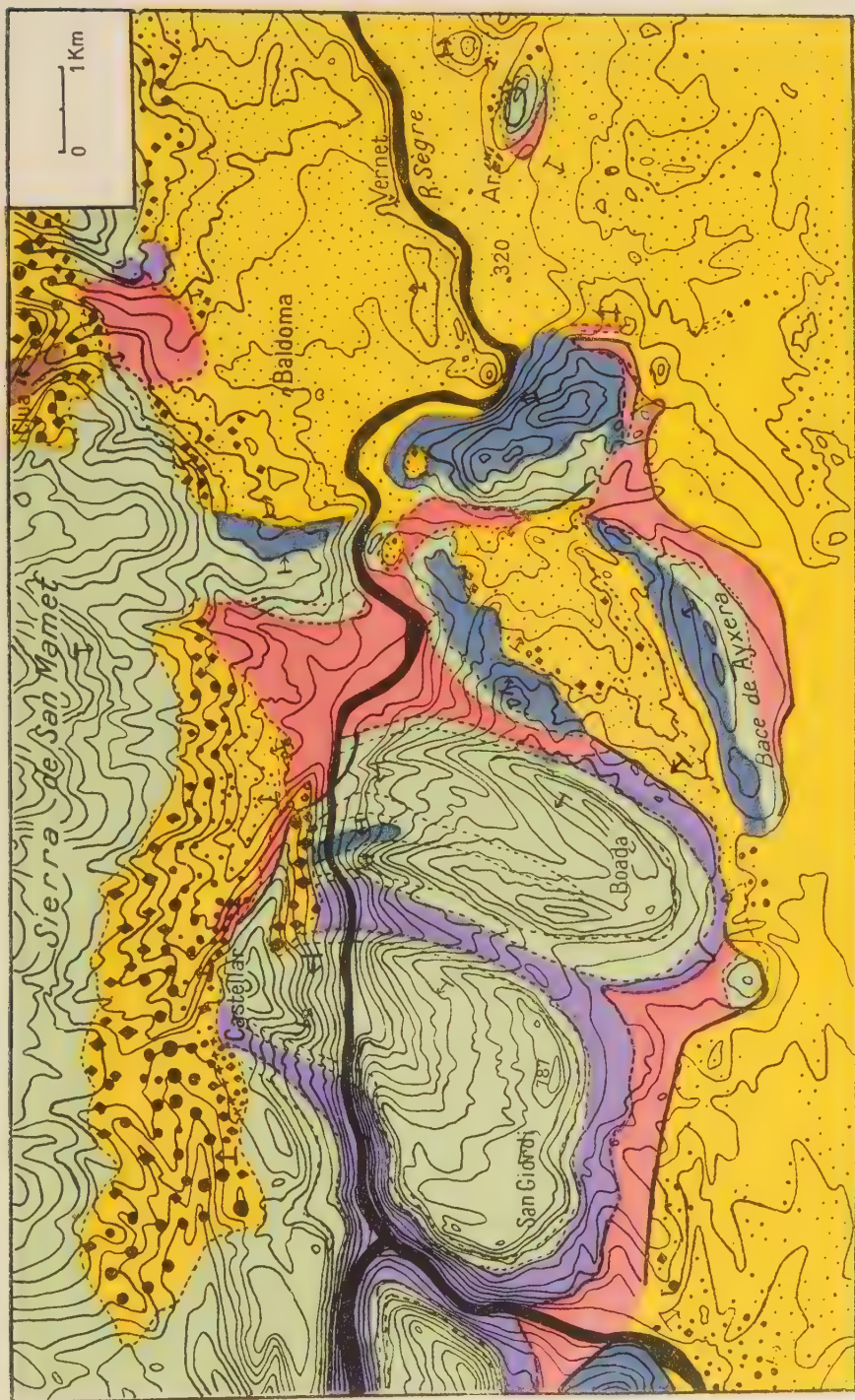
inférieurs de Massana avec les couches sannoisiennes de Rubio, en raison de leur faciès fin, et les poudingues supérieurs de Massana avec les poudingues de la vallée du Sègre en aval d'Alos.

D'après cette coupe, la sédimentation a été continue dans le synclinal de Massana, pendant que l'accident de Castellar se mettait en place. Mais la discordance apparaît plus à l'ouest. Près de la cote 706, quelques bancs de poudingues peu inclinés débordent à la fois les poudingues inférieurs verticaux et les dolomies noires dans l'axe de l'anticlinal à l'ouest du Castellar. Ils arrivent même jusqu'au bord de l'escarpement crétacé qui domine la vallée du Sègre. De même, les poudingues couronnant les replats qui portent le cimetière d'Alos sont franchement postérieurs aux plissements de toute direction. En effet, ils reposent sur du keuper et ne sont que légèrement ondulés. Or, on connaît la sensibilité du keuper à la plus infime pression tectonique ⁽¹⁾. Sans doute, la partie supérieure de cette formation est-elle quaternaire, comme le donne à penser la croûte calcaire tapissant la surface du replat et indiquant qu'on se trouve à la partie terminale d'un remblaiement récent. Mais la base est certainement très ancienne; elle se compose, en effet, de cailloux arrachés à la barre de muschelkalk qui porte le village d'Alos par un torrent coulant d'est en ouest, soit en sens inverse du Sègre actuel. Dans les deux cas, d'ailleurs, la cohésion n'est pas très grande, puisque la roche sous-jacente est le keuper, et c'est ce qui rend difficile la distinction des dépôts anciens et des dépôts modernes.

Dans toute la région considérée, le plissement postsannoisien a donc été le plissement principal. La série détritique inférieure repose, avec une discordance assez faible, tantôt sur le calcaire à alvéolines, tantôt sur le calcaire crétacé, tandis que la série détritique supérieure est franchement discordante sur les accidents est-ouest comme sur les accidents nord-sud.

2° Dôme de Baldoma et sierra de Mosquera. — L'existence de

(1) Dans la coupe 5 de la figure 28, P. Misch reconnaît que les poudingues situés au nord du Dôme d'Alos reposent sur le Keuper sans être dérangés. (En réalité, le contact est compliqué de petites failles, le Keuper étant monté le long des plans de cassure affectant les poudingues bien cimentés.) Il explique ce phénomène en supposant que le mouvement post-oligocène responsable de l'accident du Castellar ne se fait plus sentir. Ceci est assez peu conforme à ce que nous savons de la tectonique des dômes : l'activité orogénique s'y fait ordinairement sentir pendant au moins aussi longtemps que dans les accidents orthogonaux qui s'y croisent.



Equidistance, 40 m.

PLANCHE III.

L'épignie du Sègre dans la zone des Sierras.

Pour la légende, voir la planche I.

Ar. : Artesa de Sègre.

plusieurs séries de poudingues apparaît également dans les coupes de la vallée de Cloa (fig. 36 et 37). Le pli diapir de Baldoma laisse affleurer une grosse tache de keuper multicolore entre la Sierra de la Mezquita et la Sierra Grossa. Le sentier de Cloa coupe

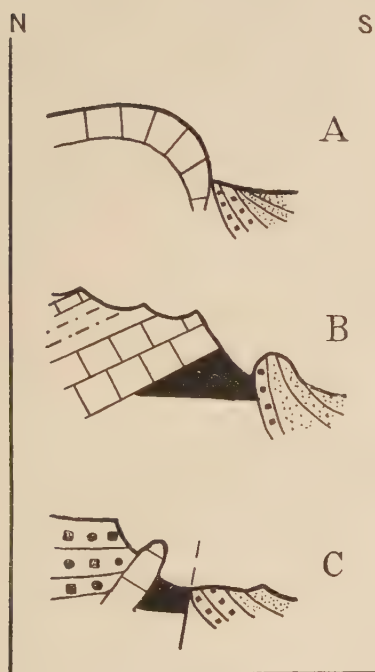


Fig. 36.

Coupes successives à travers la Sierra de Baldoma.

1. Keuper.
2. Calcaire crétacé.
3. Garumnien.
4. Série détritique.

a, Poudingues grossiers.

b, Poudingues à éléments fins et anguleux.

c, Grès.



successivement du trias très plissé, une lame de poudingues renfermant des calcaires à alvéolines et basculée vers le sud, une traînée de keuper, des calcaires compacts sans doute crétacés. En complète discordance, s'appuient des poudingues grossiers faiblement inclinés vers le nord; ils forment les deux versants de la vallée de Cloa qui s'élargit sans cesse vers l'amont, car le substratum n'est plus calcaire mais marno-gypseux : c'est le

prolongement du Garumnien de Vallderiet. De même, sur la rive gauche du Rio Boix, des poudingues analogues comblent une vallée encaissée creusée dans le Crétacé de la Sierra Grossa. Il y a donc deux séries de poudingues, dont les premiers sont absolument incorporés au plissement, tandis que les seconds sont affectés de mouvements insignifiants.

Quelles sont les relations de ces poudingues avec les grès du bassin d'Artesa? L'étude du bord méridional du pli diapir permet de le préciser. Les grès de Vernet deviennent un peu plus grossiers en approchant de la sierra Grossa. Ils se relèvent sensiblement au contact du keuper, sur lequel ils reposent directement, et prennent un pendage de 30° . Ces faits montrent que l'accident tectonique existait déjà avant le dépôt des grès, mais qu'il a rejoué, depuis, de façon sensible. La coupe de la Mezquita conduit à la même conclusion. Les grès passent, au nord de Baldoma, à des poudingues formés d'éléments petits, mais très anguleux, attestant l'existence d'un relief voisin antérieur. Au contact du crétacé, ils se relèvent jusqu'à 40° . Les grès de Vernet paraissent donc s'être déposés à une époque intermédiaire, entre celle des poudingues inférieurs de Cloa, complètement intégrés dans le plissement, et celle des poudingues supérieurs qui lui sont nettement postérieurs.

Relions maintenant ces observations à celles que nous avons effectuées dans la cuvette de Rubio. Par leur faciès, leur position supérieure au gypse, les grès de Vernet apparaissent comme synchroniques des couches sannoisiennes de Rubio. Or, les grès de Vernet conservent leur faciès très fin en s'appuyant sur les calcaires à alvéolines de la Sierra de Mosquera. A la base seulement, on y trouve quelques petits cailloux, mais parfaitement roulés. La Sierra de Mosquera n'existait donc pas au Sannoisien. Ce pli nord-sud, situé dans le prolongement de la Sierra de Monsonis, et déversé vers l'ouest, appartient bien à la même phase de plissement qu'elle : il y a là un recoupement qui renforce nos conclusions précédentes sur l'âge de la Sierra de Boada et du dôme d'Alos. Par contre, le dôme de Baldoma a été préfiguré dans une phase antérieure.

Plus à l'est, les conditions sont beaucoup plus simples : les grès de Vernet passent à des poudingues non dérangés qui s'appuient sur le Crétacé de la Sant-Armangol, au passage de la route de Vilanova; et leur partie supérieure est en continuité avec les poudingues n° 2 de Cloa. Cela signifie que la mise en place du crétacé de la Sant-Armangol est contemporaine de la première

phase de plissement du dôme d'Alos, et que, depuis, pendant que la phase postsannoisienne ondulait et plissait les sierras de Boada, de Monsonis et de Mosquera, il y avait continuité de sédimentation dans l'est dès le méridien d'Artesa.

La suite des événements peut donc ainsi être reconstituée:

1° Dépôts des poudingues inférieurs de Cloa et de Monsonis, aux pieds de la Sierra de San-Mamet déjà plissée, et du pli-faille du Monsonis tourné vers le sud-est.

2° Dépôts des gypses et des grès de Cubells, de Rubio, des poudingues fins et des grès de la Sierra de la Mosquera, de Vernet et du synclinal de la Massana, dans un paysage calme d'où émergeaient seules quelques croupes de calcaires éocènes et qui

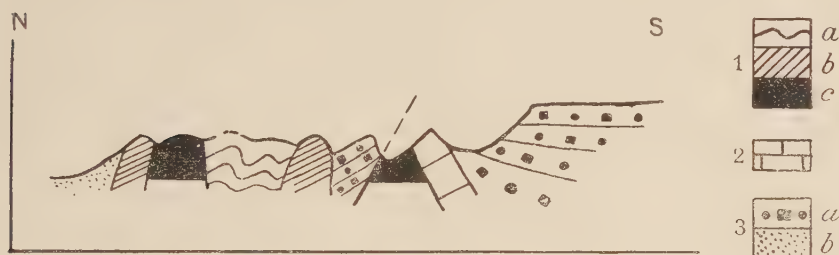


Fig. 37. — Coupe schématique relevée le long du sentier de Clua

1. Trias : a) calcaire en plaquettes ; b) calcaire dolomitique ; c) keuper. — 2. Calcaire crétacé. — 3. Série détritique oligocène : a) poudingues ; b) grès.

était limité au nord par la sierra de San-Mamet. Ces couches sont d'âge sannoisien.

3° Plissement principal de la sierra de Boada, du versant ouest du Monsonis suivant l'axe nord-sud, et du Castellar suivant l'axe est-ouest. Pendant ce temps, il y a continuité de sédimentation dans le synclinal de Massana.

4° L'érosion attaque les reliefs ainsi formés, creusant une cuvette à l'emplacement du dôme keupérien d'Alos.

5° Les poudingues supérieurs de Massana sont déposés par des torrents coulant vers le bassin d'Alos, comme le prouvent la diminution de taille des cailloux dans cette direction, et leur composition exclusivement calcaire; de même, les poudingues remplissant la vallée du Sègre, en aval d'Alos. Le remblaiement gagne également le bassin d'Alos; il noie complètement les reliefs antérieurs montant presque jusqu'au sommet du Castellar.

3° Les sierras de Montroig et de San-Lorenzo-de-Mongay. — La Sierra de Montroig, pli-faille déversé vers le sud, est précédée d'un système de plis serrés orthogonaux sur lesquels reposent des poudingues discordants inclinés vers le nord et chevauchant eux-mêmes les gypses nummulitiques du Bassin de l'Ebre. Pour P. Misch, il y a là une seule série détritique intercalée entre deux phases de plissement, et on peut se rallier à cette proposition. Cependant, les conditions sont différentes pour la Sierra de San-Lorenzo-de-Mongay à l'ouest, et à l'est pour les Sierras de Montero et de San-Salvador.

1° A l'ouest, des poudingues discordants, si grossiers qu'on

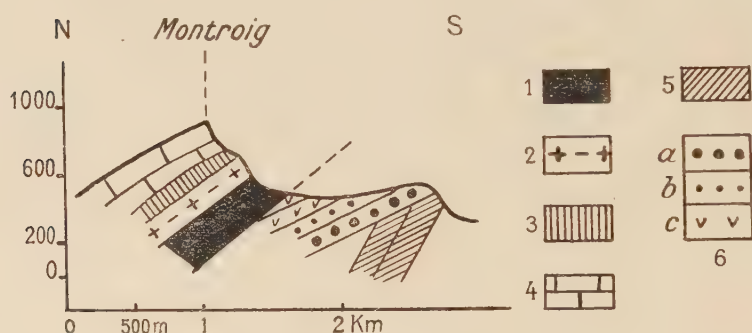


Fig. 38. — Coupe à travers le Montroig

1. Keuper. — 2. Lias gypseux. — 3. Calcaire dolomitique du dogger. — 4. Calcaire sénonien. — 5. Barres de calcaires à alvéolines. — 6. Série détritique : a) poudingues grossiers ; b) poudingues à éléments fins ; c) gypse.

les confond quelquefois avec la roche sous-jacente, reposent sur les barres de calcaires crétacés et de calcaires à Alvéolines de la Sierra de San-Lorenzo-de-Mongay (phot. XVI). Ils s'inclinent vers le nord, sont surmontés d'éléments de moins en moins grossiers, et passent à des gypses nummulitiques. Ceux-ci sont chevauchés par le keuper de base de la Sierra de Montroig. Ici, la distinction du plissement antérieur aux gypses et d'un plissement postérieur (fig. 38) est parfaitement claire.

2° Il n'en va pas de même à l'est, dans les Sierras de Montero et de San-Salvador. Là, les poudingues forment une énorme masse discordante sur des plis orientés nord-sud, et plongent toujours vers le nord. Ils sont également affectés d'ondulations orthogonales et se redressent vivement au contact du keuper de la Sierra

de San-Salvador. D'autre part, à l'est du lac de San-Lorenzo-de-Mongay, ils reposent sur du Keuper, lequel bave sur les schistes blancs nummulitiques de la bordure du Bassin de l'Ebre. Naturellement, ils ont été entraînés dans le mouvement, hachés de failles et basculés, là aussi, vers le Montroig. S'agit-il d'alluvions venant de la Sierra de Montroig? Mais, alors, il faut supposer que cette Sierra, après avoir été portée à de grandes altitudes par le plissement pyrénéen, a été ensuite suffisamment attaquée par l'érosion pour permettre l'établissement d'une sédimentation tranquille à son pied : celle des lagunes à gypses. Ensuite, des mouvements plus récents auraient créé le relief actuel — ou bien, on peut prêter à ces poudingues une origine méridionale; dans ce cas, ils proviendraient d'une Sierra édifiée par le plissement pyrénéen, puis abîmée sous les couches détritiques du Bassin de l'Ebre. Aucune de ces deux hypothèses n'est invraisemblable, si bien que nous n'osons pas enlever les poudingues du Montero de la série inférieure, pour les placer dans une série supérieure synchronique des poudingues d'Alos.

Il faut encore noter que nous n'avons pas trouvé, dans ces poudingues, d'éléments provenant de la Zone Axiale et permettant d'évoquer un ancien passage du Sègre.

CONCLUSION : LE PROBLÈME DU SÈGRE

Cette longue étude des dépôts détritiques et des phases de plissement ne fait que plus vivement sentir, combien le tracé du Sègre reste mystérieux.

Les poudingues d'Alos étant postérieurs aux grès de Rubio, sont au moins d'âge stampien. Le fait qu'on n'y retrouve aucun élément en provenance de la Zone Axiale montre donc que la fixation du cours du Sègre dans la zone des Sierras est un épisode relativement récent. Jusque là, la région avait évolué en fonction de niveaux de base locaux situés plus à l'est.

Or, dans la zone proprement pyrénéenne, entre la Seo et Oliana, le Sègre existait presque sûrement dès l'Oligocène inférieur, et il attaquait déjà la Zone Axiale.

On peut essayer de déterminer son mode de fixation à travers le Front méridional de la Série de Pedraforca. On trouve des éléments granitiques sur la rive gauche, dans les poudingues supérieurs de la Sierra de Seca, et, sur la rive droite, dans les poudingues supérieurs situés près de Casa-Juncas ainsi que dans

les poudingues moyens de Cortiuda, ces derniers étant encore affectés par des mouvements tectoniques. Cette disposition peut s'interpréter de deux façons. Ou bien le Sègre primitif arrivait entre la Sierra de Port-del-Compte et celle de Turb, puis longeait la base de l'escarpement de faille en direction du sud-ouest; dans ce cas, le tracé actuel résulterait d'une épigénie, l'escarpement de faille ayant été complètement submergé par le remblaiement.

Ou bien ces cailloutis granitiques ont été étalés, sur 15 kilomètres de large, par une rivière divaguant sur une zone de piedmont; dans ce cas, l'escarpement de faille du front sud de la Série de Pedraforca, un moment enfoui et nivelé, s'est à nouveau soulevé depuis. Le Sègre serait alors une rivière antécédente par rapport à ce dernier mouvement.

Quel que soit le tracé adopté à travers les Pyrénées, le Sègre était déjà individualisé à l'Oligocène. Puisqu'on ne trouve pas de cailloux granitiques dans la zone des Sierras, c'est donc qu'il empruntait, à partir d'Oliana, un tracé plus méridional qu'aujourd'hui, tandis qu'il était longé au nord par une zone latérale de lacs et de cuvettes en voie de gondolement, occupant l'emplacement de la zone des Sierras.

Sous quelles influences le Sègre s'est-il alors détourné vers l'ouest? On en est réduit aux conjectures. D'une part, le remblaiement des poudingues n° 2, se poursuivant à une altitude sans doute supérieure à l'altitude actuelle, a dû noyer, comme nous l'avons montré dans la région de Castellar, la plupart des reliefs antérieurs. D'autre part, la rivière divaguant sur sa zone d'épandage a pu être facilement déviée par un rejeu, même léger, des anticlinaux est-ouest du Bassin de l'Ebre; d'Oliana à Tiurana, dans un tracé sensiblement nord-sud, le Sègre coule suivant la ligne de plus grande pente, et sur des grès faiblement inclinés. Le changement de direction à Tiurana coïncide précisément avec l'apparition de plis très aigus faisant affleurer le gypse au milieu des grès. Ces plis peuvent avoir détourné la rivière vers la zone des Sierras et la Noguera Pallaresa. Leur âge doit donc être au moins savien.

Ce rejeu tardif de certains plis est-ouest pourrait expliquer également l'adaptation de quelques tronçons du Sègre à la structure: par exemple, le curieux tracé de la rivière entre Camarasa et San-Lorenzo-de-Mongay. Pendant deux kilomètres, le Sègre a un cours parallèle au chevauchement du Montroig; il ne se trouve pas dans la zone la plus déprimée tectoniquement, mais sur le flanc de la masse chevauchée, où il s'enfonce par épigénie

dans les barres nord-sud du plissement pyrénéen jadis voilées par une couverture de poudingues ⁽¹⁾.

(1) Le caractère hasardeux de ces spéculations n'échappera à personne. C'est un fait général que l'histoire d'une grande rivière est difficile à déchiffrer, surtout dans une région où les phases de plissement, d'érosion et de remblaiement ont été multiples. R. Staub, dans son ingénieuse synthèse (*Grundzüge und Probleme Alpiner Morphologie*) vient d'en faire récemment l'expérience.

CHAPITRE V

SECTION ORIENTALE DE LA SÉRIE DE PEDRAFORCA

Le relief de la couverture plissée sud-pyrénéenne atteint son maximum d'énergie dans la section orientale de la Série de Pedraforca (plus de 2.500 mètres au pic de Pedraforca). De ce fait, une première cause immédiatement tangible réside dans la prédominance des faciès calcaires, qui prennent un grand développement dans le Crétacé et l'Eocène inférieur (400 mètres de calcaires à Alvéolines dans la Sierra de Port-del-Compte). Les faciès marneux se cantonnent dans le garumnien et l'éocène moyen. Cette échelle de dureté résulte elle-même de la paléo-géographie secondaire de la région; celle-ci appartient tout entière à la zone néritique établie à proximité de l'isthme joignant la Zone Axiale à la Chaîne Catalane.

Un second caractère est le morcellement extrême du relief, qui n'obéit plus à une orientation générale. Dans ce désordre apparent, on peut cependant distinguer quelques types de paysage qui se répètent à plusieurs exemplaires.

a) Les lourds massifs calcaires (d'âge crétacé¹ ou éocène inférieur) tournant leur front abrupt vers le sud et couronnés d'un plateau structural : Sierras de Port-del-Compte, de Verd, d'En-Cija, Rasos de Peguera;

b) Les dépressions creusées dans les marnes éocènes. Entre les murailles calcaires, s'insinuent des dépressions verdoyantes, aux contours irréguliers à cause de la complication de la structure; les bouquets de hêtres, les prés et les champs où s'éparpillent les « masia » à arcades, composent un paysage aimable qui délivrerait complètement de l'obsession de la roche et des pendages si les déchirures des torrents ne faisaient pas affleurer çà et là des marnes gris-fer lavées par les sources; ainsi se présente la longue dépression de San-Lorenzo-de-Morunys avec ses ramifications multiples vers le nord, celle de Vilada, etc.;



Échelle 1 : 65.000.

PLANCHE II.

Equidistance, 40 m.

La Sierra de Verd et le bassin de Gosol.

Voir la légende, planche I.

G. : Moulin de Guells. — M. : Maripol.

c) *Les cuvettes garumniennes*. La végétation n'arrive pas à cacher les couleurs violentes des schistes et argiles garumniennes, proie facile pour l'érosion. Les cuvettes sont compartimentées par des barres minces et aiguës, formées d'un calcaire très blanc, couleur « clair de lune », et qui se tordent bizarrement dans la région de Vallcèbre, pour envelopper la base de la Sierra d'En-Cija.

Encore, cet essai de classification ne tient-il pas compte des paquets de poudingues au pendage variable qui viennent à chaque instant jeter une note discordante dans le paysage. On les rencontre partout, encadrant les dépressions éocènes, s'accrochant à une barre de calcaire garumnien.

Le groupement de ces différents types de paysage est extrêmement irrégulier: ce ne sont pas des bandes longitudinales, mais des unités indépendantes enchevêtrées comme dans un puzzle. Ceci résulte de la complexité de la structure, où interfèrent, avec la direction ONO-ESE proprement pyrénéenne, les directions NO-SE et nord-sud. Chaque massif calcaire est comme une petite unité tectonique autonome, entourée de tous côtés de contacts anormaux. Les cuvettes ainsi limitées simulent facilement des fenêtres tectoniques, et l'on comprend qu'elles aient d'abord suggéré l'hypothèse d'une structure en nappe de charriage.

Cette structure totale si complexe a été acquise en une multitude de phases tectoniques dont la première se place dans le Lutétien inférieur, tandis que les dernières affectent la portion supérieure du remblaiement détritique. Les mouvements tectoniques et le remblaiement ont souvent lutté de vitesse, si bien que les formes structurales fossiles manquent d'ampleur et sont difficiles à distinguer, et parce qu'elles ont été défigurées par les mouvements intérieurs, et parce que le remblaiement ascendant les a étouffées avant leur complet développement.

L'étude des différents massifs va nous permettre de préciser cette évolution presque continue, délicate à restituer, plus délicate encore à exposer, parce qu'elle ne se laisse pas découper en actes distincts, faciles à schématiser. Seul, le cinéma pourrait la matérialiser.

I. — SIERRA DEL VERDE (Carte h. t. IV)

La masse principale de la Sierra est constituée d'un plateau de calcaires crétacés s'élevant lentement, comme les couches, de 2.000 à 2.200 mètres, et tournant son front abrupt vers le

S-SO. C'est la traduction dans le relief d'un pli faille déversé dans la même direction.

Si nous examinons le détail, cette image se complique: le bloc de calcaires crétacés est précédé au sud-ouest d'une barre de la même formation, tordue suivant deux directions perpendiculaires. L'une, orientée NO-SE (Sierra de las Canals), chevauche les marnes lutétiennes de San-Lorenzo-de-Morunys, qui entrent elles-mêmes en contact anormal avec le trias situé à la base de la Sierra de Port-del-Compte. L'autre barre, relayant la première, est tordue suivant une direction perpendiculaire (1.600 mètres). D'autre part, l'extrémité orientale de la Sierra del Verde est cisailée par des failles plates de directions variables: ainsi se détache la longue écharde de Crétacé et de Lias qui court depuis Coll-Pedrell jusqu'à Molino-de-Guells. Plus au nord, la Sierra est interrompue par une série d'accidents transversaux: au col de Gosol, le calcaire crétacé s'ennoie normalement sous le Garumnien du bassin de Gosol, ce qui montre que ce dernier n'est pas une fenêtre tectonique, comme on l'avait d'abord pensé. La complication apparente des contours provient surtout d'injections keuperiennes de caractère diapirique, au sein de la masse garumnienne. La superposition normale notée au col de Gosol est d'ailleurs l'exception. Au sud du col, les calcaires crétacés chevauchent le Garumnien lignitifère de Maripol. Au nord-est, les rebords horizontaux sont également en contact par faille avec les dépôts du bassin de Gosol.

La présence de poudingues discordants très variés permet de rapporter à plusieurs phases de plissement la structure totale esquissée dans les lignes précédentes.

La moitié occidentale. — La moitié occidentale de la Sierra offre la coupe la plus simple (fig. 39). En forte discordance sur les marnes éocènes, un lambeau de poudingues mal cimentés s'incline vers le nord et vient buter par faille contre la barre des calcaires rougeâtres sénoniens (carte h. t. IV). Celle-ci est surmontée à son tour de poudingues bien cimentés et s'inclinant fortement vers le nord: ils arrivent jusqu'au ravin de las Canals, où l'on trouve des traces de Keuper (gypse, cristaux de quartz bipyramidés); ce Trias forme la base de la masse de la Sierra proprement dite, et marque un grand contact anormal. Nous sommes donc en présence d'un double pli faille ayant joué au moins à deux reprises, la phase la plus importante étant la dernière; en effet, les poudingues qui reposent sur le flanc normal du pli

méridional comprenant quelques galets provenant de la Zone

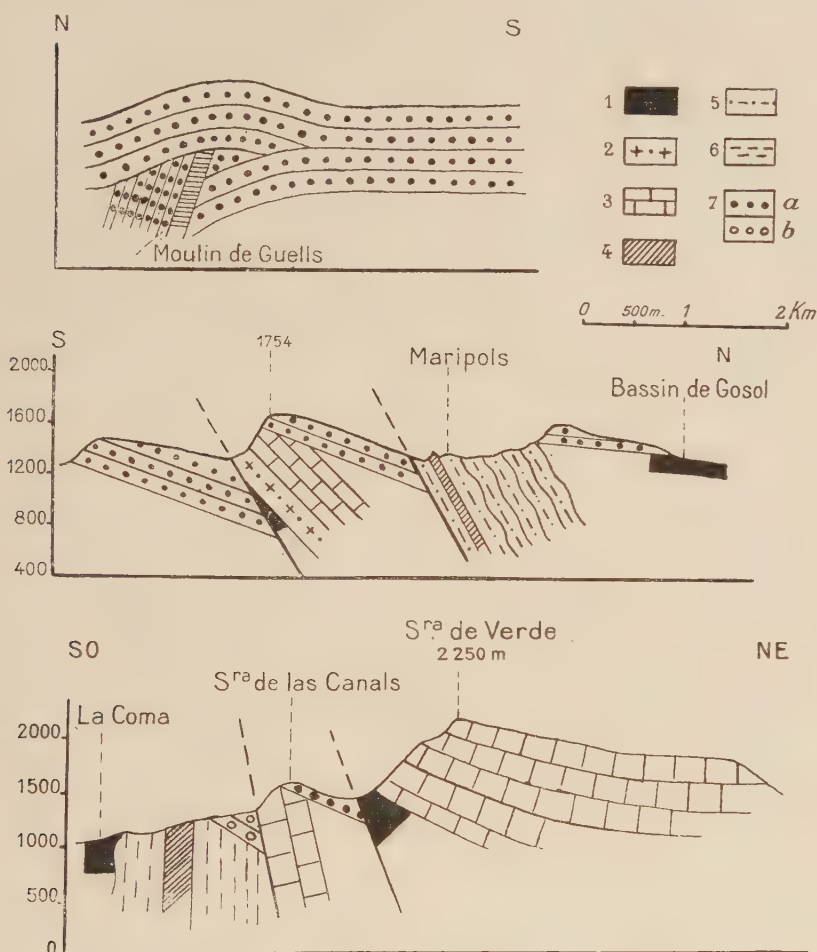


Fig. 39. — Coupes à travers la Sierra de Verde

1. Keuper. — 2. Lias. — 3. Calcaires crétacés. — 4. Barres calcaires (garumnien ou éocène). — 5. Garumnien. — 6. Marnes éocènes. — 7. Poudingues: a) bien cimentés; b) mal cimentés.

La coupe d'en haut est tracée à l'extrémité orientale de la Sierra, le long de la vallée de l'Aiguadora. La coupe centrale montre les écharde de calcaires crétacés. La coupe inférieure est tracée à l'extrémité occidentale de la Sierra.

Axiale : grès permotriasiques, lydiennes, etc., ce qui montre que la barrière de la Sierra del Verde n'exerçait pas sur le réseau

hydrographique une influence aussi tyrannique qu'aujourd'hui. D'autre part, nous avons vu que les poudingues du flanc chevauché sont peu cimentés ; c'est un phénomène normal, puisqu'ils remplissent une excavation pratiquée dans les marnes éocènes, mais cela suppose que le bloc en question se trouvait à plusieurs centaines de mètres de la barre calcaire, et non à proximité immédiate, où les brèches et alluvions sont toujours cimentés ; la coupe actuelle est donc imputable au mouvement de chevauchement et d'écrasement postérieur, qui a mis en contact les poudingues peu cimentés et la barre calcaire. Une coupe par l'Arroyo Muxal conduit aux mêmes conclusions générales : la deuxième phase a été encore plus violente, puisque les poudingues reposant sur la barre méridionale plongent de 60° vers la Sierra del Verde.

La moitié orientale. — En même temps que la structure totale devient plus complexe, le nombre des phases perceptibles augmente. Une coupe nord-sud, traversant l'éperon à la hauteur de Mas-Blanc, rencontre d'abord la masse énorme des poudingues de l'Aigua de Valls et de Prats-Formiu plongeant vers la Sierra (fig. 39) ; ils viennent buter contre un éperon composé de Lias (calc. marneux à *Rhynchonella cynocephala* et *Gryphea arcuata*), Crétacé inférieur à Orbitolines et Alvéolines, et Crétacé supérieur. Ces couches sont couronnées par d'autres poudingues plongeant toujours vers le nord et qui, au nord du ravin de Maripol, viennent buter contre le Garumnien de l'est et contre les calcaires sénoniens à l'ouest. Il s'agit donc d'un double pli-faille assez fortement érodé, enseveli sous les poudingues, puis ayant rejoué après leur dépôt. D'autre part, reposant en discordance sur le Garumnien et le Keuper du bassin de Gosol, un énorme paquet de poudingues mal cimentés forme le mamelon de la cote 1.661 : ces dépôts paraissent nettement supérieurs à tous les poudingues précités ; ils sont cependant encore affectés d'un léger pendage vers le nord, accusant ainsi la persistance du déversement des plis dans la même direction, et permettant de déterminer une troisième phase de mouvements.

La coupe de l'accident du Moulin-de-Guells (fig. 39) met encore mieux en lumière la multiplicité des phases d'activité tectonique et montre, en même temps, que cette activité s'est longtemps cantonnée dans la portion nord de la chaîne, avant de se déplacer vers le sud. On n'y distingue pas moins de quatre espèces de poudingues :

1° Les poudingues les plus anciens sont redressés à la verticale et s'appuient sur la barre de calcaire crétacé du Moulin-de-Guells.

2° La masse des poudingues tranchés par l'Aigua de Valls en un superbe cañon, s'incline régulièrement vers le nord. Là elle est chevauchée par la barre calcaire du Moulin et par le Keuper qui lui est associé. Le mouvement principal se place après le dépôt de ces poudingues. En effet, ceux-ci, au contact de la barre calcaire, ne renferment pas de brèche sédimentaire; leurs éléments sont parfaitement roulés, ce qui indique que le pointement crétacé ne s'est pas encore produit.

3° Sur le versant oriental de la vallée, s'élèvent des poudingues discordants sur les poudingues n° 1 et sur la barre calcaire. Cependant, ils ont encore légèrement subi l'effet de l'accident, puisqu'ils sont ployés en une vaste arche anticlinale. Ils renferment de nombreux galets de granit prouvant l'existence d'une rivière importante descendant de la Zone Axiale et occupant l'emplacement de l'Aigua de Valls.

4° Enfin, fossilisant un petit bassin creusé dans le Keuper jusqu'à une faible altitude au-dessus de la rivière, viennent les poudingues les plus récents, mal cimentés et à peu près horizontaux.

L'analyse précédente montre que le mouvement principal se place entre le dépôt des poudingues n° 2 et n° 3. Or, 2 kilomètres à peine au sud du Moulin-de-Guells, ces deux formations deviennent pratiquement concordantes. La période d'activité tectonique et d'érosion qui, plus au nord, s'est intercalée entre les deux séries sédimentaires, est seulement représentée au sud par le dépôt d'une succession de bancs très riches en blocs de gypse et cristaux de quartz bipyramidés provenant du Keuper. En raison de leur solubilité, les galets de gypse ne sont jamais transportés à de bien longues distances: il est invraisemblable que ces galets aient pour origine les affleurements de Gosol: à plus forte raison, on ne conçoit pas qu'ils résultent du remaniement d'une nappe alluviale plus ancienne; leur apparition dans la sédimentation, près du hameau de Butno, signifie donc que le Keuper du Moulin-de-Guells venait d'être mis en place et attaqué par l'érosion. Dès lors, la multiplicité des phases de plissement enregistrées près de Molino-de-Guells nous apparaît comme un phénomène local, lié à la présence de Keuper très mobile. La sédimentation détritique de Butno est contemporaine de l'activité

tectonique et de l'érosion de Molino-de-Guells. Cette constatation se renouvellera fréquemment.

La suite des événements peut donc être reconstituée ainsi:

1° Premiers mouvements affectant les poudingues n° 1.

2° Intrusion de la barre calcaire et du keuper, qui chevauchent la masse des poudingues méridionaux; l'attaque du keuper par l'érosion donne le banc intermédiaire entre les poudingues 2 et 3. L'érosion progressant et le remblaiement débordant sur le relief antérieur, les poudingues n° 3 s'avancent très loin vers le nord.

3° Le serrage continuant, les poudingues n° 3 sont gauchis.

4° L'érosion éventre la voûte ainsi créée, déblayant le keuper sous-jacent.

5° Un nouveau remblaiement fossilise cette excavation.

Il est difficile de décider la place des poudingues de la région de Gosol dans cette série. Les poudingues à éléments calcaires très plissés, qui s'étendent entre Gosol et Sorribas, apparaissent peut-être au Garumnien. Quant aux poudingues horizontaux de Roca-Llared, signalés pour la première fois par G. Astre ⁽¹⁾ et qui atteignent l'altitude de 2.050 mètres, on peut les ranger à volonté dans la catégorie 3 ou 4. Dans le premier cas, on supposerait que leur situation sur les calcaires compacts crétacés de Pedraforca les a préservés des ondulations suivies par les poudingues n° 3. Dans la deuxième hypothèse, il faudrait admettre que le dernier remblaiement correspond à un relèvement relatif du niveau de base de 1.000 mètres, puisque les poudingues n° 4 de Guells se trouvent vers 1.000 mètres d'altitude. Le sentier de Sorribas à Maripol recoupe une dernière tache de poudingues. Ceux-ci, très mal cimentés, reposent tantôt sur le keuper et tantôt sur le garumnien: ils sont donc postérieurs aux phases tectoniques principales, mais ils sont encore légèrement inclinés vers le nord, en sens inverse de la direction du réseau hydrographique qui leur a donné naissance. On peut donc les assimiler, soit aux poudingues n° 3, soit aux poudingues n° 4, de Guells.

En conclusion, les formes structurales de la Sierra del Verde appartiennent toutes à des phases tectoniques postérieures aux poudingues inférieurs. Il est très difficile de faire le départ entre celles qui ont été *fossilisées* par les poudingues supérieurs, et celles qui, complètement *neuves*, résultent de phases encore plus récentes.

(1) Renseignement aimablement communiqué par G. Astre.

Dans une position symétrique de celle de la Sierra del Verde, l'évolution de la Sierra d'En-Cija apparaît identique. C'est une masse énorme de calcaire crétacé, plongeant régulièrement sous le synclinal garumnien de Vallcèbre, chevauchant au sud celui de Paguera, et se terminant à l'est par un accident transversal filant NNE-SSO de Vallcèbre à Creu-de-Fumanya. Sur le flanc sud-ouest, nous distinguerons encore : 1° des poudingues inférieurs, plongeant vers la Gallina Pelada et chevauchés, en même temps que le Garumnien, par la Sierra; 2° des poudingues supérieurs prolongeant les poudingues n° 3 du Moulin-de-Guells, qui sont discordants sur le synclinal garumnien et fossilisent l'escarpement de faille de la Gallina Pelada, en montant jusqu'à près de 1.900 mètres. Comme dans le cas précédent, les deux formations deviennent pratiquement concordantes à l'aval. Nous sommes donc en présence d'un pli faille dont le front a chevauché les poudingues les plus anciens, puis a été fossilisé en grande partie par les poudingues supérieurs.

II. — LA DÉPRESSION

DE SAN LORENZO DE MORUNYS ET LE CONTACT AVEC LE BASSIN DE L'ÈBRE (Carte h. t. V)

La route de Berga à San-Lorenzo-de-Morunys suit l'axe d'une large dépression verdoyante déblayée dans les marnes éocènes. C'est une grande zone d'inversion de relief, dont l'histoire complexe peut être reconstituée grâce à la ceinture de poudingues qui l'entoure, avec des pendages variables (carte h. t. V).

A l'ouest de l'Aigua de Valls. — La dépression est fermée au sud par une barrière de poudingues. Les poudingues inférieurs, concordant avec les marnes lutétiennes et redressés à la verticale, dessinent une mâchoire aux dents acérées. Par une discordance progressive bien visible près du sanctuaire de Santa-Maria-de-Lord, ils passent à des poudingues peu inclinés dont les entablements forment la Sierra de Busa. Localement (Sierra del Cudo), une discordance véritable peut être notée (fig. 40). C'est elle qui avait conduit G. Astre à sa grande division en poudingues pré-tectoniques et poudingues post-tectoniques ⁽¹⁾. Mais la règle générale est une diminution graduelle du pendage dans la direction du

(1) G. Astre, 1, 2, 3.

Bassin de l'Ebre. Comment interpréter cette coupe? Il faut d'abord écarter l'hypothèse suivant laquelle la semi-concordance des couches détritiques serait une apparence et résulterait de l'évolution suivante, théoriquement concevable et d'ailleurs réalisée dans certaines vallées actuelles:

- 1° Surrection de poudingues subverticaux.
- 2° Période d'érosion creusant une vallée.

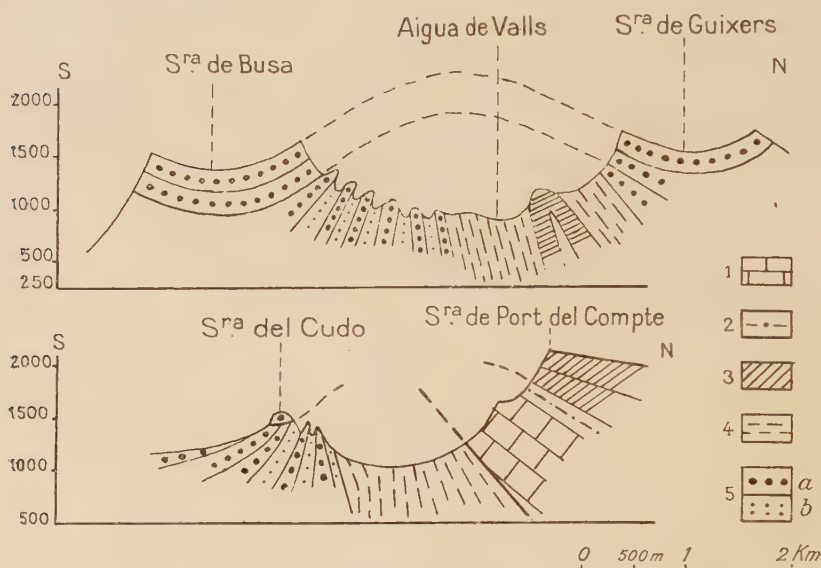


Fig. 40. — Coupes à travers la dépression de San-Lorenzo-de-Morunys

1. Calcaires crétacés. — 2. Garumnien. — 3. Calcaire à alvéolines. — 4. Marnes éocènes. — 5. Série détritique : a) poudingues ; b) grès.

La coupe inférieure est tracée à l'est de San Lorenzo-de-Morunys. La coupe supérieure à l'ouest de ce bourg.

3° Des éboulis stratifiés, de moins en moins inclinés, viennent s'appliquer contre les poudingues subverticaux formant les parois de la vallée; ils simulent une pseudo-concordance.

4° Cimentation des éboulis.

L'objection essentielle à cette interprétation est qu'on ne retrouve jamais de poudingues discordants à l'intérieur de la dépression éocène; or, celle-ci aurait dû être nécessairement excavée avant le dépôt des poudingues supérieurs, si les poudingues



Échelle 1 : 60.000.

PLANCHE V.

Terminaison orientale de la Série de Pedraforca. Le contact avec le bassin de l'Ebre.

Pour la légende, voir planche I.

A : éboulis superficiels. — S. L. : San Lorenzo de Morunys. — M. : Montcamp.

inférieurs avaient acquis du premier coup leur pendage actuel. On est donc ramené vers une explication plus simple, mais difficile à concrétiser dans un schéma : la semi-concordance des poudingues indique la continuité du soulèvement de l'anticlinal de San-Lorenzo-de-Morunys, suivi dans son mouvement ascendant par le remblaiement oligocène. Il n'a jamais suffisamment émergé au dessus de ce niveau pour être éventré et fossilisé. Les discordances qu'on peut noter, en s'approchant de la voûte, sont donc des discordances internes à la série des poudingues (cas n° II de la fig. 32). Leur mouvement de plissement a d'ailleurs continué même après le dépôt des poudingues tout à fait supérieurs comme en témoigne le beau synclinal de Busa, aujourd'hui perché et scié en deux, selon son axe, par un torrent.

La limite nord de cette section de la dépression de San-Lorenzo-de-Morunys a un dessin irrégulier correspondant en général à des lignes de contacts anormaux (chevauchement de la Sierra de Port-del-Compte, de la Sierra de las Canals, faille mettant en contact les poudingues coiffant la Sierra de la Barata avec des calcaires et marnes éocènes de Santa-Llei. En se rapprochant de l'Aigua de Valls, cependant, le flanc nord de l'anticlinal éocène réapparaît. Les poudingues de la Sierra de Guixers offrent une série progressivement discordante (fig. 40) symétrique de la série de Busa. Sauf en ce dernier point, le rebord nord de la dépression de San-Lorenzo-de-Morunys présente donc une évolution discontinue due au chevauchement vers le sud de la Sierra de Port-del-Compte, de la Sierra del Verde et de ses satellites.

En conclusion, la dépression de San-Lorenzo-de-Morunys est une forme structurale entièrement neuve, déblayée après les mouvements tectoniques les plus récents. Ceux-ci ont consisté en un vaste bombement affectant, d'une part le rebord des écailles de la Sierra de Port-del-Compte et de la Sierra del Verde, d'autre part, les poudingues supérieurs de la Sierra de Guixers et ceux du versant sud de la dépression.

A l'est de l'Aigua de Valls : la datation des plissements. — A l'est de l'Aigua de Valls, la dépression éocène est toujours suivie, sur son rebord sud, par une barrière de poudingues en discordance progressive. Vers l'est, la dépression se ferme par suite d'une surrection de l'axe anticlinal faisant apparaître les calcaires crétacés et les calcaires à Assilines de la Sierra de Queralt, qui, poussés au sud, viennent s'appliquer contre la muraille des poudingues méridionaux.

L'intérêt principal de cette section orientale de la dépression est de fournir un repère chronologique qui permet de dater certains complexes détritiques. Au nord et au nord-est de Llinas une puissante série de poudingues est inclinée vers l'ouest et le sud-ouest. Les poudingues inférieurs qui montent vers la Sierra de la Corba sont formés de calcaires à Alvéolines et renferment également des Alvéolines dans leur ciment, ce qui montre leur origine marine. On peut en faire l'équivalent latéral des calcaires à Alvéoline (Eocène inférieur). Ces poudingues passent sous les calcaires pétris de *Nummulites perforatus*, du lutétien supérieur (1), lesquels passent latéralement, vers le nord, à des grès, puis à des poudingues de plus en plus grossiers. Le changement de

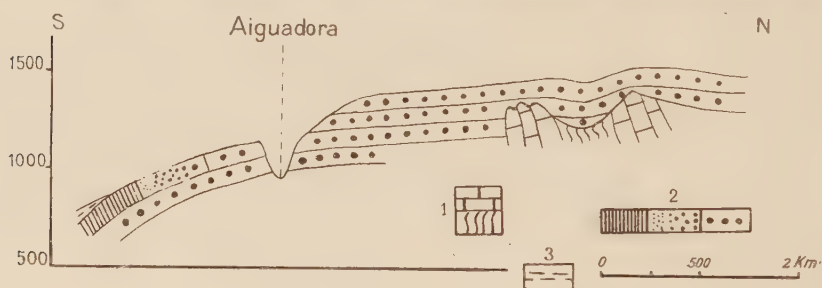


Fig. 41. — Coupe tracée le long de l'Aiguadora, montrant le passage progressif des poudingues au nummulitique marin

1. Crétacé. — 2. Eocène, réunissant les différents faciès (calcaires à gauche, détritiques à droite). — 3. Marnes à l'éocène supérieur.

faciès, analogue à celui du Montserrat, se suit en toute netteté sur le flanc occidental du Barranco de Montmedi. Vers l'est, ces poudingues ravinent les calcaires à Alvéolines de la Sierra de la Corba, près du col situé entre les cotes 1.588 et 1.611. Vers le nord-est (cote 1.611), ils masquent le prolongement du massif crétacé de Peguera. Vers le nord, enfin, le cañon de l'Aiguadora entame un substratum très plissé et inégalement érodé, puis recouvert par la masse des poudingues plongeant lentement vers le sud (fig. 41). La phase de plissement principale de tous ces plis se place donc avant et pendant le Lutétien, tandis que, dans la région de Llinas, régnait une sédimentation fluvio-marine continue. Ici encore, nous trouvons des dépôts synchroniques

(1) Déterminés par L. Solé Sabaris.

d'une phase tectonique et concordant avec les dépôts antérieurs à cette phase.

Poursuivons nos observations à l'ouest de l'Aiguadora: nous arriverons à dater de façon approximative les différentes séries de poudingues distinguées au pied de la Sierra de Verde (p. 181). Dans cette région, de curieux îlots calcaires, dont le principal est celui de Montcamp, surgissent au milieu des poudingues; ils renferment *Nummulites perforatus*. Au sud et au sud-ouest, le bloc calcaire de Montcamp repose sur des poudingues antérieurs au Lutétien supérieur, qui prolongent directement les poudingues inférieurs de la Sierra de Verde et du Moulin-de-Guells. Vers l'est, le bloc calcaire est enveloppé et dominé par les poudingues de l'Aiguadora. Mais on n'observe pas de passage de faciès bien net. Le contact est assez brutal entre les calcaires de Montcamp, renfermant des coraux, et les poudingues à faciès franchement continental: il est jalonné par des brèches rougeâtres, témoignant d'une émergence intermédiaire, contemporaine du plissement des couches crétacées observé dans le Barranco de l'Aiguadora. L'interprétation la plus vraisemblable est donc la suivante: les blocs calcaires sont des récifs coraliens construits sur les poudingues inférieurs, à la faveur d'une accalmie de la sédimentation, puis très légèrement soulevés et érodés, et enfin recouverts par un nouveau flot de cailloux.

Près de Santa-Margarita, les poudingues supérieurs coiffant le calcaire se raccordent aux poudingues n° 3 du Moulin-de-Guells. Ceux-ci sont donc postérieurs au Lutétien supérieur. Tous ces éléments de datation amènent à vieillir sensiblement l'âge des plissements dans la région de la Sierra del Verde et de l'Aiguadora, par rapport aux conclusions de H. Ashauer qui place dans le Savien la phase tectonique majeure. Les mouvements ont commencé dès l'Eocène inférieur. Ils se sont prolongés jusque dans l'Oligocène, surtout lorsqu'on se déplace vers le sud, où, près de Llinas, les couches à *Nummulites perforatus*, le gypse (postlutétien) et les poudingues sont violemment plissés et disloqués. Mais du plissement principal de la Sierra de Verde, tout ce que nous pouvons dire est qu'il est postérieur au Lutétien supérieur.

En conclusion:

1° La région de Llinas a été le siège d'une sédimentation marine continue, au moins jusqu'au Lutétien supérieur, pendant que se produisaient les plissements principaux de l'Aiguadora et les premiers plissements de la Corba.

2° Au nord de Llinas et le long de l'Aigua de Valls, nous trouvons, soit une sédimentation continentale à peu près continue (Butno, voir p. 182), soit une sédimentation continentale succédant à la sédimentation marine du Lutétien supérieur, avec un léger ravinement intermédiaire, pendant que se produisait le plissement principal de la sierra del Verde, du Moulin-de-Guells et de la Sierra d'En-Cija.

Evolution de la sierra de Queralt. — Dernier accident pyrénéen au contact du Bassin de l'Ebre, le pli de Queralt (fig. 42 et 43) a une longue histoire, commencée dès l'Eocène inférieur et prolongée jusque dans l'Oligocène. Sur son flanc nord, les poudingues à Alvéolines de la Sierra de la Corba montrent que les premières tentatives de surrection datent de l'Eocène inférieur, D'autre part, dans la même Sierra, les poudingues de la cote 1.386 (Lutétien supérieur) ravinent les calcaires à Alvéolines. Enfin, la phase principale du plissement est postérieure à ces poudingues, comme le prouvent leur forte pente vers le nord-ouest et surtout l'étude du chevauchement méridional.

Le chevauchement méridional met en contact des calcaires crétacés avec les limons et poudingues, par écrasements progressifs du Garumnien et des couches éocènes réduites à une mince bande près du col de Joet. Les couches détritiques, fortement ployées au contact de la montagne, redeviennent rigoureusement horizontales à quelques centaines de mètres du contact anormal, ainsi qu'il apparaît dans les coupes fournies par les tranchées de la route de San-Lorenzo à Berga, où les charnières sont bien perceptibles (fig. 43). Plus loin, vers l'est, elles dessinent un anticlinal à large rayon de courbure. Au moment du dépôt de ces poudingues inférieurs, le pli crétacé existait déjà, mais il se trouvait plus au nord qu'aujourd'hui, et il était moins allongé vers l'est. En effet, au pied du sanctuaire de Queralt, les dépôts détritiques sont extrêmement fins : ce sont des limons rouges ou des bancs de cailloux granitiques parfaitement roulés, apportés par le Llobregat. En approchant du col de Joet, au contraire, des brèches formées de calcaires crétacés anguleux s'y intercalent. On peut donc se représenter le relief de ce temps-là comme une échine calcaire située à environ 1 kilomètre au nord de l'échine actuelle et s'arrêtant un peu avant Queralt, pour céder la place à l'ancienne nappe alluviale du Llobregat. La phase principale du plissement a poussé ensuite le pli anticlinal vers le sud, en même temps qu'elle ondulait régulièrement

les poudingues de l'ancienne nappe alluviale du Llobregat.
Enfin, dans la Sierra de Tosal (fig. 42), viennent les pou-

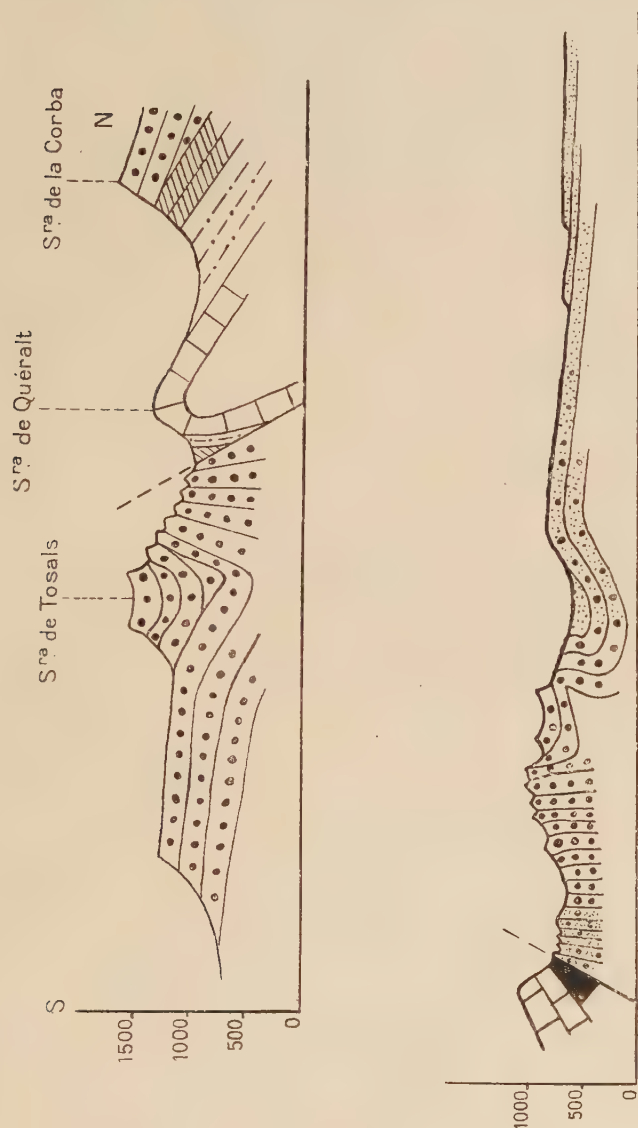


Fig. 42. — Échelle des longueurs : 1 : 150.000. Même légende que la figure 43.

La coupe supérieure est tracée à travers la Sierra de Queralt. La coupe inférieure suit la vallée du Llobregat, au sud de la Baells.

dingues supérieurs. Leur base est encore affectée par le plissement, mais, au fur et à mesure qu'on s'élève, l'allure des couches devient plus tranquille, et les bancs supérieurs ne sont plus affectés que

par une large ondulation synclinale, avec un léger rebroussement du côté du nord. La coupe ressemble beaucoup à celle de Busa. Vers le sud, les couches du rebord du synclinal sont déjà concordantes avec les assises inférieures détritiques à peine ondulées. L'ensemble forme une double côte imposante, regardant le bassin de l'Ebre et dont les gradins mesurent respectivement 200 mètres et 450 mètres de hauteur relative.

L'anticlinal de Queralt appartient donc au même type d'évolution que l'anticlinal de San-Lorenzo-de-Morunys, qu'il prolonge

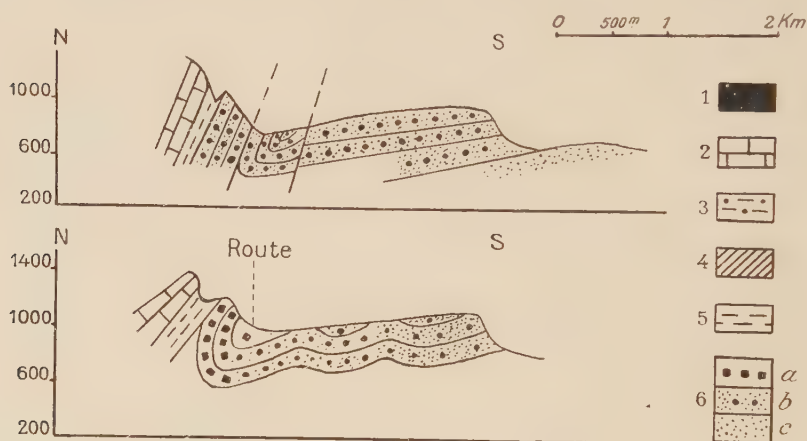


Fig. 43. — Coupes relevées perpendiculairement à la Sierra de Queralt, le long de la route de Berga au Col de Joet

1. Keuper. — 2. Calcaires crétacés. — 3. Garumnien. — 4. Calcaires à alvéolines. — 5. Marnes éocènes. — 6. Série déritique postéocène : a) poudingues grossiers ; b) poudingues à cailloux bien roulés et de petite taille ; c) grès.

vers l'est. Comme lui, il s'est soulevé de façon presque continue, tandis que, sur son versant sud, une sédimentation déritique, également presque continue, emplissait le Bassin de l'Ebre. Dans un cas comme dans l'autre, le sommet du remblaiement lui-même a encore été affecté par de larges ondulations synclinales et anticlinales, à partir desquelles a été modelé le relief actuel.

La présence de l'énorme côte de poudingues tournée vers le Bassin de l'Ebre et donnant un type de contact bien rarement réalisé entre une chaîne de montagne et son avant-pays, pose un dernier problème. Sur la retonibée méridionale du large anticlinal qui lui a donné naissance, entre le kilomètre 26 et le

kilomètre 22 de la route Solsona-Berga, nous retrouvons bien une côte qui lui fait face, mais elle ne dépasse pas une centaine de mètres de hauteur relative. D'où vient cette dissymétrie? C'est que les couches détritiques oligocènes, homologues de celles de la sierra de Tosal, ne sont plus composées de poudingues, mais de grès et de limons rouges déposés loin de la montagne et beaucoup moins résistantes. Le paysage de bas-plateaux et collines (900-700 mètres) qui constitue à cet endroit le Bassin de l'Ebre, est donc dû à l'*érosion différentielle* qui a déblayé les couches détritiques meubles du sud, et respecté le sommet du remblaiement seulement sur la bordure pyrénéenne, où il était composé de poudingues compacts.

LA SÉRIE DE PEDRAFORCA A L'EST DU LLOBREGAT

A l'est du Llobregat, la Série de Pedraforca diminue rapidement de largeur. Elle se résoud en deux ou trois plis serrés de crétacé filant au N-NE et chevauchant vers le sud les marnes éocènes par l'intermédiaire d'une lame de Keuper : c'est le massif pittoresque de Sobrepuny (1.766 mètres) (carte h. t. VI), avec ses barres calcaires bizarrement chapeautées de bancs de poudingues au pendage variable et alternant avec des dépressions argileuses garumniennes (fig. 44). Sur son versant méridional, la montagne est précédée d'une dépression anticlinale déblayée dans les marnes éocènes : le Bray de Vilada, dont le tracé coudé se moule sur le rebord de la Série de Pedraforca, dirigé d'abord est-ouest, puis NE-SO. Sauf au nord-est de Vilada, où les calcaires crétacés de la Sierra de Picamil arrivent directement au contact des marnes éocènes, la dépression est entièrement ceinturée de poudingues. Leur diminution de consistance et d'épaisseur vers le sud-est imprime au bassin de Vilada une dissymétrie topographique essentielle analogue à celle du Bray d'Oliana.

Les complications des contours géologiques s'éclairent si l'on veut bien imaginer des plis courts et serrés, ne cessant de jouer en se déversant vers le sud et vers l'est, tandis que s'abat sur eux un épais manteau de cailloux qui les étouffe. Tel est le schéma d'ensemble que va imposer l'analyse de détail.

a) **L'ensellement central.** — La coupe la plus simple (fig. 45) passe par Castell-d'Arenys et la Sierra de la Clusa, et traverse la section centrale, où deux plis crétacés, sur trois, s'envoient sous les poudingues. Les poudingues inférieurs situés à la base

Sobrepuny (1766 m)



Fig. 44. — Bloc-diagramme montrant le relief du massif du Sobrepuny (dessiné par J. Bertin).

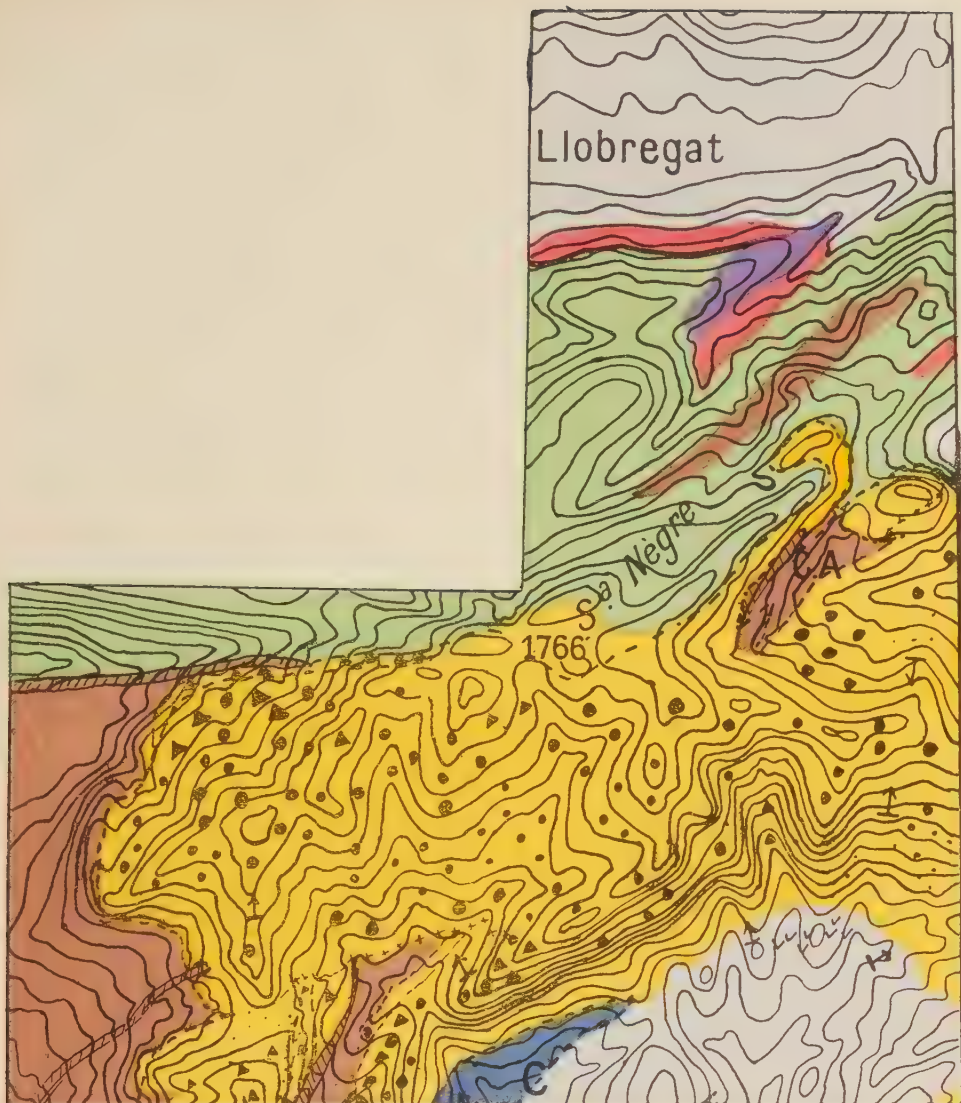
1. Garumnien : *a*, argiles; *b*, calcaires blancs. — 2. Eocène : *a*, calcaires à nummulites; *b*, marnes, — 3. Poudingues,

Llobregat

Sa Nègre

1766

€



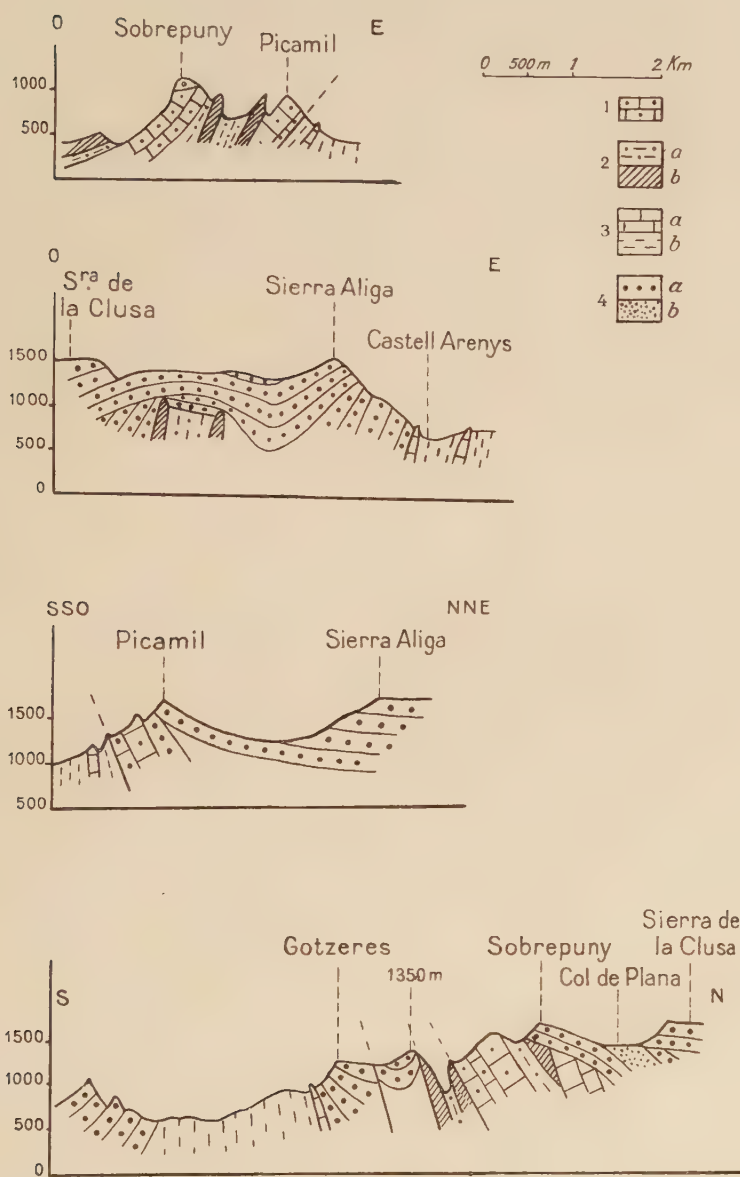


Fig. 45. — Quatre coupes à travers l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca

1. Calcaires gréseux crétacés. — 2. Garumnien : a) argiles ; b) calcaires. — 3. Eocène : a) calcaires à *Nummulites* ; b) marnes. — 4. Série détritico postéocène : a) poudingues ; b) grès et argiles.

de la Sierra d'Aliga sont verticaux et concordants avec des calcaires et marnes à *Nummulites*. On passe par une discordance progressive à des poudingues de moins en moins inclinés, ployés en synclinal, puis en anticlinal. Ces poudingues reposent en discordance sur un pli garumnien, comportant deux barres de calcaire blanc encadrant une dépression excavée dans des argiles rougeâtres. Plus loin encore, vers l'ouest, le substratum discordant est formé de poudingues très redressés, puis d'une barre calcaire appartenant au synclinal garumnien plus septentrional qui apparaît au nord du col de la Plana. Ce profil implique l'évolution suivante :

1° Surrection du pli crétacé, dépôt des poudingues inférieurs dont les éléments sont grossiers et anguleux aux pieds du relief ainsi créé et en semi-concordance avec les dépôts marins.

2° Ces poudingues sont ployés en synclinal, tandis que l'anticlinal de Castell-d'Arenys se dessine: ce creux continue à se remplir, tandis que les régions voisines se soulèvent: il en résulte la discordance progressive précitée.

3° Enfin, les mouvements diminuent. Le remblaiement déborde sur les barres calcaires: ce sont les poudingues peu inclinés, aux cailloux moins volumineux, qui forment les gradins boisés de San-Roman-de-la-Clusa.

La discordance entre les deux séries de poudingues, limitée à la zone interne du massif, s'observe encore dans le ravin des Espinadas, à l'est de Malanyeu, à la limite septentrionale des affleurements de la série détritique. Les bancs de poudingues supérieurs peu inclinés viennent reposer sur les poudingues inférieurs redressés en « épines », qui renferment d'énormes blocs de granit. Ceux-ci sont légèrement chevauchés par les argiles rougeâtres et les calcaires blancs garumniens sur lesquels viennent s'appliquer des calcaires gréseux sénoniens formant l'axe d'un pli caché vers le sud et orienté de l'ouest à l'est. Il est évident que les poudingues inférieurs se sont déposés avant le plissement principal, bien que le parallélisme de leur pendage avec celui du Garumnien puisse résulter d'un phénomène d'« accordance » provoqué par la pression orogénique. Ensuite le synclinal s'est laissé pincer et chevaucher, mais pendant un temps assez long, il a continué à recevoir une sédimentation détritique comme le prouve la discordance progressive des bancs moyens. Puis la poussée tectonique a dû prendre l'avantage, déclanchant une période d'érosion. Mais cette émergence ne s'est pas prolongée et

le relief a été complètement noyé par les poudingues supérieurs qui se relieut à ceux de la Sierra de la Clusa, et ne sont plus affectés que par de larges ondulations.

b) **Le massif du nord-est.** — L'extrémité nord-est de la Série de Pedraforca voit reparaitre, dans la Serrat-Negre, les plis crétacés ennoyés. Ils sont limités, vers le nord comme vers le sud-est, par une grande ligne de contact anormal, le long de laquelle ils reposent sur les marnes éocènes. Comme les autres lignes de contact anormal étudiées jusqu'ici, celle-ci nous semble liée à un chevauchement dirigé vers l'extérieur, dont on peut suivre les progrès grâce à la présence de plusieurs séries de poudingues. Les trois coupes parallèles de la fig. 46, levées à 500 mètres de distance, perpendiculairement à la Serrat-Negre et au ravin de Casa-Arderico, matérialisent l'évolution du chevauchement sud-est.

1° Après le premier effort de plissement et d'érosion, les sillons argileux garumniens séparant les deux barres calcaires et la barre crétacée principale de la Serrat-Negre, sont recouverts par les poudingues inférieurs. Ceux-ci sont chevauchés par la Serrat-Negre et ployés en anticlinal au dessus des barres. Ces mouvements vont en s'atténuant au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série, ce qui prouve une multitude de phases de serrage alternant avec des phases de sédimentation.

2° Cependant, un hiatus s'établit: les poudingues supérieurs du col de la Linya reposent en discordance complète sur les poudingues inférieurs. On note des rapports analogues à l'extrémité sud du ravin d'Arderico, entre des poudingues inférieurs renfermant des éléments provenant de la Zone Axiale (grès permotriasiques, calcaires dévoniens) et des poudingues supérieurs prolongeant ceux de la Sierra de la Clusa.

3° Ces poudingues supérieurs sont encore ondulés au passage des barres, et plongent légèrement vers la Serrat-Negre, attestant la reviviscence du mouvement de chevauchement.

Les formes structurales actuelles sont donc à la fois des formes neuves et des formes fossiles. L'escarpement qui termine la Serrat-Negre, en particulier, est, pour sa partie inférieure, une forme structurale neuve, un plan de chevauchement qui avait été caché jusqu'à ce jour. La partie supérieure est une forme structurale fossile, en admettant que la friction du chevauchement

element n'ait pas déplacé sensiblement les poudingues dans le sens vertical.

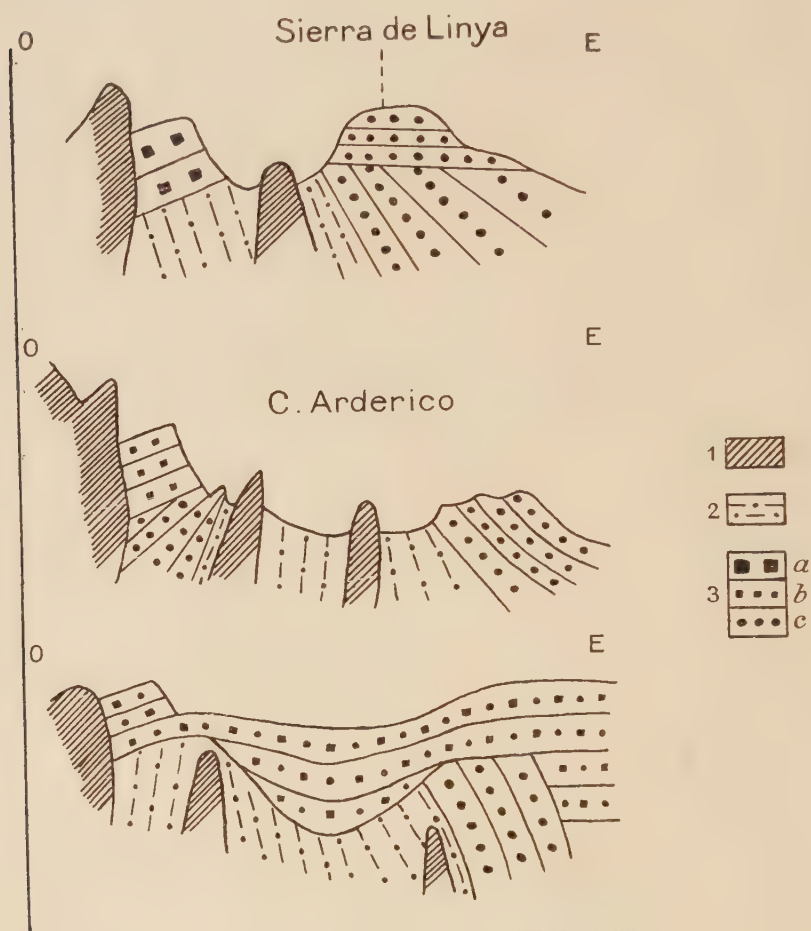


Fig. 46. — Trois coupes relevées dans le ravin de Casa-Arderico (largeur approximative : 1.500 mètres)

1. Barre de calcaire crétacé. — 2. Argiles garumniennes. — 3. Poudingues : a) poudingues grossiers à éléments anguleux; b) poudingues à éléments fins et anguleux; c) poudingues à éléments roulés.

Ainsi, cette terminaison orientale de la Série de Pedraforca offre une coupure très nette dans l'évolution. Il ne pouvait en être autrement dans une région soumise à un chevauchement

saccadé. Mais si l'on se déplace de 2 kilomètres vers le sud-est, à l'extrémité nord du Bray de Vilada, on ne peut plus distinguer deux séries de poudingues; la série prolongeant la Sierra de la Clusa est concordante avec les poudingues inférieurs reposant sur les marnes bleues, près de San-Julian. C'est encore la preuve que les mouvements tangentiels qui ont affecté la terminaison orientale de la Série de Pedraforca étaient dirigés de l'intérieur vers l'extérieur, sans affecter l'anticlinal de Vilada qui ne s'est dressé que plus tardivement: d'où la nécessité d'enraciner la série suivant la bissectrice de ces deux lignes de chevauchement marginales. Plus loin encore vers l'est, toute trace de la Série de Pedra-

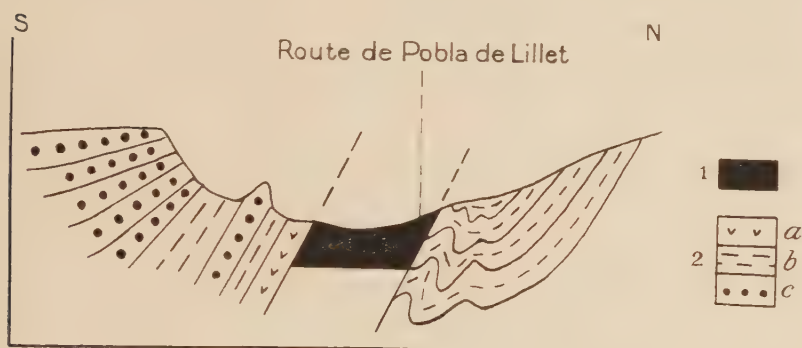


Fig. 47. — Coupe menée à l'est de Pobla-de-Lillet

1. Keuper. — 2. Eogène : a) gypse ; b) marnes ; c) poudingues.
Largeur approximative : 3 kilomètres.

forca disparaît. La double ligne de contact anormal se prolonge seulement par un affleurement diapirique de Keuper au milieu des marnes éocènes; au sud de la route de Pobla-de-Lillet, à Campdevanol, les gypses blancs situés à la base des marnes éocènes viennent directement en contact avec les gypses versicolores du Keuper (fig. 47). En remontant vers le sud, on voit des couches de poudingues s'intercaler dans les marnes, puis remplacer définitivement celles-ci. En même temps, par une discordance progressive, le pendage diminue jusqu'aux poudingues supérieurs horizontaux de Puig-Lluent, homologues à ceux de la Clusa. Ceci montre que la Série de Pedraforca ne s'est jamais étendue au delà de ses limites actuelles, et que sa terminaison vers l'est n'est pas due à un plissement anticlinal de nappes qui l'aurait fait disparaître en hauteur, comme l'avait

proposé G. Astre ⁽¹⁾. Ce sont ces difficultés qui nous ont amenés à considérer simplement la terminaison orientale de la Série comme un champignon dont la base se rétrécit sans cesse et finit par être tronçonnée à l'extrémité du ravin de Casa-Arderico.

c) **Mouvements de bascule et chevauchements des massifs méridionaux.** — Au sud de l'ensellement est-ouest de la Sierra de la Clusa, les plis crétacés externes émergent de nouveau. Tout le massif, avec sa couverture de poudingues, a été en effet basculé vers le nord. En discordance sur les calcaires crétacés, les poudingues moyens s'appliquent sur la Sierra Picamil et sur le Sobrepuny, dont ils constituent le sommet. Dans la Sierra de la Clusa, les poudingues supérieurs eux-mêmes accompagnent le mouvement. Cette déformation d'ensemble accuse la persistance de la poussée vers le sud, qui détermine le grand chevauchement de la Baells, limite méridionale de la Série de Pedraforca. A l'est du sentier qui monte au Coll Pascual, les barres crétacées de la Sierra Picamil s'appliquent sur des brèches monogéniques composées de cailloux crétacés et discordantes sur l'Eocène marin. Ici, l'évolution présente donc une discontinuité. Il n'en est pas de même à l'ouest de ce sentier, où les barres de calcaire garumnien entrent en contact anormal avec des poudingues ployés en synclinal, ayant subi des cassures et des décrochements. Leur base est à peu près concordante avec les marnes éocènes du Bray de Vilada; de même pour les poudingues de Roca-de-Gotzeres, composés uniquement de calcaires à Alvéolines. Mais le chevauchement devient plus brutal vers la vallée du Llobregat. Les grès crétacés reposent, par l'intermédiaire d'une lame de Keuper, sur les poudingues de la Baells qui renferment des éléments granitiques parfaitement roulés (fig. 42).

Or, ceux-ci viennent s'appliquer, en conservant toujours un fort pendage, sur les plis des Sierras de Queralt et de Vilosiu qu'ils recoupent en biseau. Cette disposition n'est pas due à une faille transversale, mais à une véritable discordance stratigraphique qui a précédé le redressement des poudingues, comme le prouve la présence de bancs argileux directement empruntés au Garumnien de la Sierra de Queralt. Les poudingues de la Baells s'intercalent donc entre deux phases tectoniques : celle qui a plissé, suivant une direction est-ouest, les Sierras de Queralt et de Vilosiu, et celle, plus récente qui a achevé de pousser vers le sud la Série

(1) G. Astre, 64.

de Pedraforca. Pendant que ces événements complexes s'accomplissaient, le Bassin de l'Ebre recevait une sédimentation continue. En effet, après avoir dessiné quatre ou cinq plis réguliers, les poudingues de la Baells redeviennent horizontaux et concordant avec la série rouge qui remplit le Bassin de l'Ebre (fig. 42).

Mais, en règle générale, les phases de plissement ont été si nombreuses et si récentes que toutes les formes structurales visibles sont neuves. Le Bray de Vilada, le sillon central déblayé dans les argiles rouges garumniennes entre les barres calcaires des Sierras de Picamil et de Sobrepuny, n'ont été mis en valeur qu'après la fin de tous les mouvements tectoniques. Dans la zone du chevauchement, on ne trouve plus trace des poudingues supérieurs, parce qu'ils ont dû être portés trop haut et enlevés par l'érosion. Pour les retrouver, il faudrait chercher au delà du Bray de Vilada, vers le sud, jusque dans les bancs supérieurs de la Sierra de Picancel.

Ainsi s'affirme, à l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca, un type d'évolution original. La multiplicité des phases tectoniques finit par équivaloir à un mouvement continu synchrone avec le remblaiement. On comprend, dans ces conditions, qu'on ne puisse rencontrer de formes structurales fossiles bien nettes. Les formes structurales naissantes se désagrégeaient à leur partie supérieure, sous l'action des intempéries, tandis que l'érosion verticale ne pouvait guère s'exercer à leur partie inférieure, pour les mettre en valeur en attaquant les roches tendres, puisque le niveau de base local s'élevait sans cesse. A chaque instant, le remblaiement fossilisait donc une topographie à peine ébauchée. De plus, le relief rudimentaire, ainsi dégagé et préservé, était aussitôt déformé par les mouvements tectoniques ultérieurs, puisque ceux-ci ont persisté jusqu'au sommet du remblaiement, surtout le long des lignes du contact anormal. Il en résulte que les formes structurales actuelles sont presque toutes des formes neuves déblayées à partir d'une surface terminale fortement ondulée; l'érosion différentielle actuelle met en valeur la structure totale résultant de la somme de toutes les phases tectoniques.

LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

L'évolution compliquée analysée dans les chapitres précédents fait déjà pressentir à quelles difficultés se heurte toute tentative pour reconstituer l'histoire personnelle des rivières, lorsqu'on remonte jusqu'à l'Oligocène. Les poudingues supérieurs et leur

soubassement sont trop disloqués, dans la plupart des cas, pour qu'on puisse reconstruire les profils des vallées fossilisées. Avec les poudingues plus récents, la déformation s'atténue, mais les lits où divaguent les rivières sont alors trop larges, et les restes des dépôts supérieurs sont tellement discontinus qu'il est téméraire d'en dessiner les versants. Aussi, le plus souvent, le critère pétrographique et la composition des poudingues seront les seuls guides. Aujourd'hui, les rivières prennent toutes leur source au sud de la Cerdagne et de la Sierra del Cadi. Il n'en était pas de même aux temps oligocènes, et les traînées de cailloux provenant de la Zone Axiale représentent nécessairement les principaux courants fluviaux de l'époque. On obtiendra ainsi des zones plutôt que des lignes, car les talwegs étaient en plein travail de remblaiement et divaguaient largement.

A priori, on peut prévoir l'existence de quatre types de rivières; qui sont, par ordre d'ancienneté croissante :

- 1° Les rivières adaptées à la structure profonde.
- 2° Les rivières adaptées aux ondulations du sommet du remblaiement, mais épigéniques sur la structure profonde.
- 3° Les rivières formées sur le sommet du remblaiement, antécédentes aux ondulations qui l'affectent, et épigéniques sur la structure profonde.
- 4° Les rivières antécédentes au plissement principal affectant la structure profonde, ainsi qu'aux ondulations affectant le plan supérieur du remblaiement, et s'enfonçant de nouveau par épigénie dans la structure profonde.

Ces types sont réalisés dans les différentes sections des quatre artères principales qui drainent l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca : le Cardoner, l'Aigua de Valls, l'Aiguadora et le Llobregat.

1° **Le Cardoner.** — *La section inférieure* du Cardoner, à travers la dépression anticlinale de San-Lorenzo et la barrière de poudingues qui lui fait suite vers le sud, a une origine épigénique, puisqu'elle s'est établie sur un remblaiement masquant une structure antérieure plus complexe. Mais elle est également antécédente aux ondulations est-ouest qui ont affecté le sommet du remblaiement. *La section supérieure* de la rivière est, au contraire, adaptée à la structure, telle qu'elle résulte de la phase de plissement principal postérieure aux poudingues des Canals. C'est une large dépression évasée qui suit une ligne de dislocation majeure

jalonnée par un long affleurement de marnes éocènes et de Keuper orienté NO-SE, qui va se rétrécissant vers l'amont où la Sierra del Verde vient chevaucher directement la Sierra de Port-del-Compte. Toute cette structure avait sans doute été noyée par des dépôts détritiques plus récents, mais on n'en retrouve aucune trace, et le cours de la rivière actuelle ne reflète d'autre influence que celle de la structure profonde. C'est elle encore qui détermine le mode d'alimentation du Cardoner; la rivière ne prend son nom qu'après avoir reçu le tribut d'une source vauclusienne puissante située à la base des calcaires crétacés, au contact avec le Keuper, et qui recueille sans doute la majeure partie des eaux tombées sur le plateau de Port-del-Compte. Celui-ci constitue un vaste désert de pierres, où le travail de karstification est assez avancé, malgré la présence d'une bande de Garumnien imperméable entre les 400 mètres de calcaires à Alvéolines et les 500 mètres de calcaires crétacés. Le fond du synclinal séparant la crête des Morrerres de l'anticlinal de Tossa-Pelada, s'abaisse fortement vers le nord-est pour passer sous la Sierra del Verde. C'est ce pendage qui explique l'abondance des Fonts de Cardoner. A l'extrémité nord-est du synclinal, le niveau de base karstique est encore très élevé, puisque la rivière de Canalda prend sa source sur la surface même du plateau, au pied d'un escarpement d'une quarantaine de mètres découpé en festons par des dolines. La fontaine est encore abondante même à la fin de l'été. D'autres vallées sèches à peine marquées convergent vers la Canalda: leur fond est parsemé de petites dolines rocheuses alignées. Au delà du palier de la Rasa de Sucre, troué de dolines emboîtées, toutes les eaux vont vers le Cardoner. La vallée karstifiée d'Orri descend suivant l'axe du synclinal; à partir de 1.800 mètres, la continuité de pente se rétablit; un système de vallées sèches modèle des croupes convexes de profil normal. Un deuxième type de dépression fermée se rencontre sur le flanc des couches de calcaires à Alvéolines plongeant vers le nord-est. Ce sont de longues dépressions monoclinales dans lesquelles s'emboîtent des dolines, et qui sont évidemment tributaires de la vallée karstifiée synclinale.

2° *L'Aigua de Valls*. — De multiples indices permettent de penser que l'Aigua de Valls est l'héritière d'une rivière beaucoup plus ancienne. La plus grande partie de son cours est un magnifique cañon enfoncé dans des poudingues dont le sommet est certainement postérieur au plissement principal (poudingues supérieurs de Guells sur la rive gauche). Ceux-ci remplissent une

vaste dépression d'origine à la fois tectonique et érosive, séparant le massif d'En-Cija de la Sierra del Verde. Ils renferment de nombreux galets de granit. Tout cela montre que la vallée de l'Aigua de Valls existait déjà avant la dernière phase de remblaiement, sous la forme d'un puissant cours d'eau transversal descendant de la Zone Axiale. Depuis, la rivière s'est enfoncée sur place, tandis que se produisaient les mouvements d'ondulation affectant le sommet du remblaiement. Elle appartient donc au type n° 3.

En pénétrant dans la dépression anticlinale de San-Lorenzo-de-Morunys, la rivière fait un brusque coude et devient subséquente pour rejoindre le Cardoner. La section nord-sud de l'Aigua de Valls, n'étant pas due à l'érosion régressive récente, a donc été capturée par le Cardoner, mieux alimenté, qui a détaché, le long de la zone de roches tendres, une rivière subséquente conquérante.

3° **L'Aiguadora.** — Le même sort attend sans doute la troisième rivière qui traverse la dépression anticlinale de San-Lorenzo-de-Morunys : l'Aiguadora. Celle-ci se trouve, en effet, 100 mètres plus haut que l'Aigua de Valls au pont de Llinas, et le Barranco de la Serrat de Vancells progresse rapidement vers l'est. Bientôt, tout le réseau hydrographique sera donc hiérarchisé autour du Cardoner.

Dans sa section supérieure, la rivière est un bel exemple de cours d'eau épigénique. Elle est fixée, en effet, sur des poudingues inclinés vers le sud-ouest et discordants sur un pli crétacé au milieu duquel l'Aiguadora s'est enfoncée suivant la ligne de la plus grande pente des assises détritiques. Mais il est difficile de décider si la rivière a participé à la construction de la surface de remblaiement, et, dans ce cas, elle serait antérieure aux mouvements qui ont déformé cette surface, ou bien, si elle s'est seulement adaptée à cette déformation. Comme le cours d'eau n'est pas très important, cette dernière hypothèse, classant l'Aiguadora dans le type n° 2, semble la plus vraisemblable.

4° **Le Llobregat.** — Le Llobregat se place dans la catégorie 4 des rivières très vieilles ayant survécu. Il a une histoire complexe. Nous pouvons reconstituer un Llobregat ancien, antérieur à la phase principale de plissement et qui a semé de cailloux granitiques toute la section orientale de la Série de Pedraforca, et cela dès les premières phases du remblaiement : les poudingues inférieurs des Espinadas renferment déjà des cailloux de granit.

Ils sont encore plus nombreux dans la région de Berga et de la Baells, si bien que l'on évoque facilement un vaste cône de déjection primitif s'étendant vers l'ouest jusqu'à 5 kilomètres de Berga et, vers l'est, jusqu'à Borreda. Le relief de la Série de Pedraforca était alors peu accentué, comme le prouvent la rareté des cailloux calcaires et le parfait calibrage des cailloux provenant de la Zone Axiale, alternant avec des argiles rouges; et ces dépôts détritiques portent bien l'empreinte de l'effort principal du plissement. Près de la Baells, ils sont chevauchés par le front sud de la Série de Pedraforca. Plus au sud, les couches de l'ancien cône de déjection sont régulièrement plissées et percées par le Llobregat actuel, en autant de cluses.

Pour la section nord du Llobregat, antécédence et épigénie ont dû jouer toutes deux leur rôle. La rivière suit d'abord un accident transversal nord-sud : un anticlinal, où affleure le Keuper. L'adaptation à la structure est ici évidente, car l'anticlinal est dissymétrique : le Keuper s'enfonce normalement sous les grès crétacés de la rive gauche, pendant vers l'est, tandis qu'il chevauche les plis est-ouest de la rive droite. Cette portion de vallée serait presque du type monoclinal. Cet accord avec la structure pourrait s'expliquer, soit par un jeu de l'accident nord-sud, postérieur à la fin du remblaiement, soit par une adaptation récente réalisée au cours de l'enfoncement. A l'appui de la première hypothèse, il faut noter qu'un autre accident nord-sud semble indispensable pour expliquer la chute brusque de la Sierra de Sobrepuny sur les surfaces planes de Clara et de la Nou. Or, il tranche nécessairement les poudingues coiffant le Sobrepuny.

Au nord de Figols, le Llobregat, installé sur le dos d'un anticlinal créacé, entre deux synclinaux garumniens, n'a plus aucun rapport avec la structure. La surimposition suffit à en rendre compte.

CHAPITRE VI

A L'EST DE LA SÉRIE DE PEDRAFORCA : FORMES STRUCTURALES SANS HISTOIRE

La disparition des poudingues discordants, à l'est du méridien de Pobla-de-Llilet, pose un problème dont on ne saurait éluder les difficultés.

Jetons d'abord un coup d'œil sur le paysage : deux plis réguliers orientent les marnes éocènes et les poudingues concordants en petites chaînes et en sillons parallèles. Le trait structural essentiel est le rebord imposant de la Zone Axiale qui se développe entre la Pobla-de-Llilet et Camprodon, dans les Sierras de Coma-Armada et de Taga. Sa dénivellation moyenne est de 600 mètres en 2 kilomètres. Il correspond essentiellement au chevauchement des calcaires dévoniens de la Zone Axiale déversés vers le sud et reposant sur le Trias ou le Garumnien. Cet abrupt a été mis en valeur par le déblaiement des couches tendres du Trias, du Garumnien et des marnes éocènes. Nous allons préciser les conditions structurales qui ont permis sa formation (fig. 48).

1° La présence du calcaire dévonien est une condition essentielle. A l'est de Camprodon, l'abrupt s'évanouit parce que les calcaires dévoniens s'amincissent et ne subsistent plus qu'en lentilles discontinues, écrasées par les mouvements tangentiels (O. Mengel).

2° L'abrupt a été vigoureusement dégagé, grâce à l'absence des calcaires crétacés; du Trias à l'Eocène, on trouve une série continue de couches tendres, à l'exception des calcaires à *Alvéolines*. La disparition des calcaires crétacés de la Série de Pedraforca est une des caractéristiques de cet isthme qui unit la Zone Axiale au Massif Catalan et où le soubassement hercynien est proche. Au nord, le Trias repose directement sur le Garumnien; au sud du Ter, les couches à *Bulimus Gerondensis* passent tantôt sur le Trias et tantôt sur le massif ancien.

3° Le déversement vers le sud de la Zone Axiale. Il nous paraît

également lié à l'histoire épirogénique de l'isthme. Dans la région considérée, le tréfonds hercynien n'est voilé que par une couverture de Trias et d'Eocène dont il commande en grande partie les plis courts et discontinus (G. Astre). Il a attaqué par en dessous la Zone Axiale, amenant un déversement vers le sud. La disposition réalisée est inverse de celle qui prévaut dans la région de la Sierra del Cadi, où la Série de Pedraforca chevauche la Zone Axiale. Ainsi notre front sud-pyrénéen relaie la Sierra del Cadi, mais son regard est tourné en sens contraire, et la Zone Axiale s'est déversée directement vers le synclinorium de l'Ebre.

Dans cette conception, le rejaillissement de la Zone Axiale

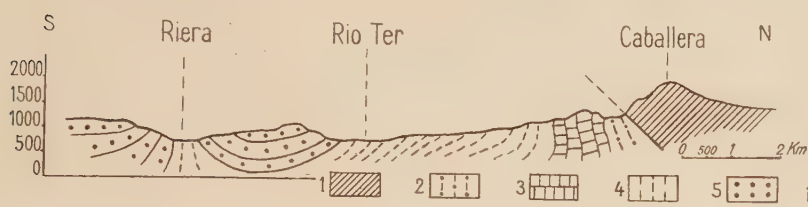


Fig. 48. — Coupe tracée à l'est du Ter

1. Zone Axiale. — 2. Garumnien. — 3. Calcaires à alvéolines. — 4. Marnes éocènes. — 5. Poudingues.

est lié au mouvement de subsidence du Bassin de l'Ebre. Or, celui-ci a commencé dès le Lutétien : le Lutétien moyen atteint son maximum d'épaisseur dans la région de l'isthme (600 mètres, d'après H. Ashauer), entre San-Juan-de-las-Abadesas et Montgrony. Dès le Lutétien supérieur, la sédimentation devient continentale (les dernières couches marines contiennent *N. granifer* ⁽¹⁾). Les bancs de poudingues et de limons rouges sont plissés et de moins en moins inclinés vers le sommet. Cette discordance progressive atteste que la subsidence a continué pendant le plissement du synclinorium, comme sur le rebord méridional de la série de Pedraforca.

Nous pouvons maintenant essayer de comprendre l'absence de poudingues discordants.

Plusieurs hypothèses convergentes peuvent en rendre compte :

1° La paléo-géographie de l'ère secondaire des Pyrénées Catalanes montre que la Série de Pedraforca d'une part, l'isthme

(1) G. Astre. *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, 1933.

Chaîne Catalane-Zone Axiale d'autre part, ont joué constamment en sens contraire (1). Il est légitime de supposer qu'il en a été de même par la suite. Ainsi, tandis que le plissement pyrénéen portait très haut au-dessus du niveau de base la Série de Pedraforca occidentale, son effet devait être beaucoup moindre sur le compartiment oriental, qui n'était pas assez soulevé pour permettre à l'érosion de dégager les formes structurales avant le remblaiement. Inversement, lorsque plus tard, la Série de Pedraforca s'est enfoncée (condition indispensable à la fossilisation de formes structurales amples), l'isthme Chaîne Catalane-Zone Axiale se soulevait légèrement, échappant au remblaiement; ainsi s'expliquerait la pente vers le sud-ouest affectant les formations oligocènes dans la partie catalane du Bassin de l'Ebre. Nous concevons donc l'évolution de l'isthme, depuis le Lutétien supérieur jusqu'au Miocène comme un mouvement lent et continu du plissement, les synclinaux se trouvant d'abord au dessous du niveau de base, puis émergeant suffisamment pour échapper à la sédimentation.

Quant au front de chevauchement de la Zone Axiale, il est nécessaire de lui prêter une histoire un peu différente. Pendant une première phase (Oligocène inférieur), son relief n'a dû être guère plus vigoureux que celui de l'isthme, sans quoi on retrouverait des traces d'un relief fossile datant de cette époque (2). Le déversement vers le synclinorium de l'Ebre était, dès lors, réalisé, puisque nous l'envisageons comme la conséquence de la subsidence ébrique, mais sans amener le rebord de la Zone Axiale très au-dessus du niveau de base. Le relief relatif de cette dernière devrait être alors attribué à un exhaussement vertical inférieur post-oligocène et contemporain de celui de la Sierra del Cadi (p. 60) dont elle prolonge d'ailleurs l'axe orographique.

2° A supposer, ce qui n'est pas invraisemblable, que le sommet du remblaiement ait léché les plis de l'isthme, il n'est pas étonnant que toute trace en ait disparu. L'extrémité orientale de la Série de Pedraforca est, en effet, en proie à une érosion très active, conséquence des mouvements verticaux miocènes qui se sont prolongés jusqu'au Pliocène, et qui ont morcelé conjointement l'extrémité de la Chaîne Catalane et les Pyrénées orientales. Celles-ci ont donc évolué en fonction de niveaux de base beaucoup plus agressifs. Or, leur influence est d'autant plus active

(1) Ceci résulte de l'étude stratigraphique de H. Ashauer (3).

(2) La petite taille des cailloux des poudingues de l'isthme est un argument convergent.

qu'on se déplace vers l'est. Elle se fait sentir bien davantage sur l'artère principale de l'isthme, le Ter, qui n'a qu'une quinzaine de kilomètres à faire pour rattraper l'Ampurdan, tandis qu'elle s'exerce beaucoup plus faiblement sur le système Llobregat-Car-doner, drainant l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca qui doit traverser toute la section catalane du bassin de l'Ebre, avant de rejoindre le Vallès.

Ici se pose le problème de l'organisation du drainage à travers la Chaîne Catalane, qui ne peut être traité que superficiellement tant qu'on ne possèdera pas de cette dernière une étude systématiquement détaillée. Cependant, il n'est pas interdit d'envisager quelques hypothèses.

Au miocène inférieur, c'est un fait depuis longtemps acquis, le fossé Vallès-Panadès ⁽¹⁾ et celui de l'Ampurdan sont ouverts et occupés par la mer. Le drainage, orienté est-ouest vers le Bassin de l'Ebre, durant l'Oligocène, se renverse. On peut concevoir de deux façons l'élaboration du réseau transversal Ter-Llobregat :

a) La Chaîne Catalane était noyée ou arasée pendant le Miocène ; le Ter et le Llobregat se seraient installés sur un glacis descendant vers la Méditerranée. Dans ce cas, le Bassin de l'Ebre cesse d'être un bassin fermé. Or, sans preuves paléontologiques décisives, nous avons des raisons de croire que le Bassin de l'Ebre est resté une zone de sédimentation continentale, au moins jusqu'au Miocène moyen. Il est vrai que cela n'implique pas forcément l'existence d'un relief périphérique très élevé : dans un climat très sec, on peut concevoir que la sédimentation fluvatile ait été restreinte à la base des Monts Celtibériques et des Pyrénées tandis que tout le reste du bassin était occupé par des lagunes peu élevées au-dessus du niveau de la mer. L'autre postulat corrélatif est que tout le relief de la Chaîne Catalane est dû à un soulèvement post-miocène.

b) La Chaîne Catalane formait, dans l'autre hypothèse, un relief notable, isolant le Bassin de l'Ebre du niveau de base marin miocène. Dans ce cas, les percées du Ter et du Llobregat résulteraient de *captures* opérées à partir du niveau de base plus avancé de la mer miocène.

Entre ces deux hypothèses, le choix ne sera possible qu'après un examen minutieux du faciès des dépôts miocènes de la Chaîne Catalane, qui permettra peut-être de se faire une idée de la topographie contemporaine.

(1) Font y Sagué, *Geologia*, Barcelona, 1926. — Schriel (133).

CHAPITRE VII

RAPPORTS DES PYRÉNÉES ET DU BASSIN DE L'ÈBRE

FORMES STRUCTURALES FOSSILES

La fossilisation répétée de formes structurales variées, par un remblaiement continental, n'est pas un phénomène proprement pyrénéen. On le retrouve tout autour du Bassin de l'Èbre et cette notion a été exprimée de façon plus ou moins précise dans tous les travaux des géologues de l'Ecole de Göttingen. Il suffira de choisir quelques exemples pour montrer l'identité de l'évolution subie par les Pyrénées Aragonaises, la Chaîne Catalane et les Monts Celtibériques.

1° **Le front sud des Sierras Aragonaises** (1). — Les Sierras Aragonaises se terminent par un long abrupt tourné vers le sud, correspondant à un pli faille, très semblable à notre front sud-pyrénéen. Il a été fossilisé par le remblaiement ébrique tandis que le pli faille jouait à plusieurs reprises. Le synchronisme de l'effort orogénique et de la sédimentation détritique est montré par la coupe du Rio Gallego facilement accessible grâce au trans-pyrénéen de Canfranc. Sur la rive gauche, les poudingues sub-horizontaux extrêmement grossiers (blocs de plusieurs m³) sont plaqués contre la muraille crétacée, fossilisant un abrupt de pli faille déversé vers le sud. Ils sont discordants sur des couches de faciès beaucoup plus fin, inclinées vers le nord et chevauchées par le Crétacé. Ici la coupure est nette et se lit dans les faciès et les pendages : au moment du dépôt des couches inférieures, l'abrupt crétacé était donc peu important, ou bien se trouvait à 1 km plus au nord (c'est la distance moyenne qui suffit pour passer d'un faciès fin à un faciès grossier). Si nous suivons l'accident vers l'ouest, son ampleur diminue. En même temps, les relations des poudingues se modifient. Une série de poudingues de moins en moins inclinés passe sans discordance brusque sous les conglô-

(1) Voir la carte de Selzer (134).

mérats horizontaux supérieurs. De même le changement de faciès (fin à la base, puis très grossier) s'opère progressivement. Cela signifie que le soulèvement s'est effectué de façon continue pendant le dépôt des couches à faciès intermédiaire. Dans cette région, le chevauchement n'a donc pas été assez brutal pour amener une discontinuité dans la sédimentation au pied de l'abrupt en progression.

2° Les chaînes du Bas-Aragon et de la Catalogne méridionale. —

Il suffit de regarder les dessins si expressifs de H. Ashauer et de R. Teichmüller, pour se convaincre que l'évolution de l'extrémité méridionale des Monts Celtibériques et de la Chaîne Catalane est absolument semblable à celle des Pyrénées Catalanes. L'existence de plis-failles, déversés vers le Bassin de l'Ebre et jouant à plusieurs reprises tandis que les conglomérats tentent de les enoyer, est parfaitement matérialisée dans les fig. 33 à 40, p. 51-56. Ce qui les conduit à adopter notre notion de « sédiment synorogénique » et à reconnaître « dass einige Sattelaschen immer wieder (man möchte fast sagen : kontinuierlich) aufgestiegen sind ». Des formes structurales fossiles sont encore décrites à l'extrémité nord des Monts Celtibériques au sud d'Arnedo où les sillons déblayés dans le Keuper et dans le Weald sont comblés par des conglomérats.

On est donc conduit à envisager dans le cadre général du Bassin de l'Ebre les questions capitales pour l'intelligence du relief des Pyrénées Catalanes : quelle est la date des mouvements tectoniques et du remblaiement ? Jusqu'où le remblaiement est-il monté ? Dans quelle mesure le relief en creux du Bassin de l'Ebre est-il dû à un affaissement ? Dans quelle mesure est-il dû aux phases d'érosion qui ont suivi le remblaiement ? C'est ce que nous tenterons de faire en nous appuyant sur une enquête personnelle, d'ailleurs incomplète, et sur des travaux antérieurs.

Chronologie des plissements. — L'Ecole de Göttingen a cru pouvoir distinguer des phases bien tranchées. Suivant P. Misch et Selzer, la Zone des Sierras Aragonaise et Catalane a subi son principal plissement au centre, dans une phase pyrénéenne (entre l'Eocène et l'Oligocène) à l'est et à l'ouest dans la phase savienne (entre l'Oligocène et le Miocène) et même « styrienne » ⁽²⁾ (à l'ouest de Huesca). A la même phase savienne appartiendrait le

(1) Selon la terminologie de l'École de Göttingen, la phase « styrienne » se place entre le Burdigalien et l'Helvétien.

plissement de l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca. De l'autre côté du bassin, le plissement principal des Monts Celtibériques serait également d'âge savien. Mais dans le Bas-Aragon, des mouvements importants se seraient encore produits pendant le Miocène et même après le Miocène supérieur.

Cette construction d'abord séduisante, apparaît bien fragile quand on examine les bases paléontologiques sur lesquelles elle repose. Il faut rappeler que les seuls résultats acquis sont les suivants :

a) Toute l'extrémité nord-est du Bassin de l'Ebre appartient à l'oligocène inférieur comme le prouve la faune de Calaf et Tarroga ⁽¹⁾ : *Brachyodus Cluai Dep.*, *Plesictis Filholi Dep.*, *Theridomys siderolithicus Pictet*, *Prolebias* et *Ancodus Aymardi Pomel.* *Diplobune minor Filhol.*

b) A l'extrémité sud-est des Monts Celtibériques, les gypses de Montalban, affectés par le plissement principal, ont fourni des mammifères stampiens ⁽²⁾. Les poudingues discordants sont donc miocènes.

c) Ce Miocène monte jusqu'au Pontien dans les bassins d'effondrement intérieurs des Monts Celtibériques comme celui de Catalayud où, près de Daroca, on a trouvé *Hipparion gracile* ⁽³⁾.

Tout le reste du Bassin de l'Ebre, en particulier le centre et le nord, n'ont fourni que des mollusques d'eau douce, Limnées, Planorbes, Melanopsis, Potamides, etc..., qui n'ont pas été étudiés assez systématiquement pour qu'on puisse dresser des séries évolutives et distinguer des étages. En fait, nos auteurs se sont servis du pendage des assises détritiques pour les dater de proche en proche, suivant des procédés quelque peu arbitraires. C'est ainsi que l'oligocène est considéré comme une série indivisible pendant laquelle il ne se passe rien. Il en résulte un rajeunissement sensible de toutes les dates, qui ne paraît pas en accord avec les faits. Quelques exemples montreront le danger de cette méthode.

Considérons la zone des Sierras entre Benabarre et la Cinca que Selzer attribue à la phase pyrénéenne. Les coupes passant par Estadilla et Benabarre ne manqueront pas de provoquer quelque étonnement. On y voit des couches détritiques qualifiées d'oligocènes reposer horizontalement sans être dérangées sur du Keu-

(1) Vidal et Déperet, 147.

(2) Fallot et Bataller. *Mem. Acad. Cienc.*, Barcelona (20), 1927.

(3) Royo y Gomez, 127.

per, tandis que quelques kilomètres plus au sud, des couches affectées du même signe représentatif, sont violemment redressées. Quand on connaît la sensibilité du Keuper au moindre effort tangentiel, il paraît difficile d'admettre que les assises n° 1 soient restées horizontales, alors que des couches contemporaines, à un kilomètre plus au sud dans le cas d'Estadilla, étaient redressées à la verticale. Il s'agit probablement d'un mouvement intra-oligocène.

Inversement, le même auteur paraît donner un âge trop récent aux mouvements ayant affecté les poudingues du Gallego. Parce qu'ils sont discordants sur d'autres poudingues inclinés vers le nord, les poudingues inférieurs de Mallos de Riglos sont qualifiés de miocènes, et comme ils sont, à leur tour, surmontés en discordance par d'énormes bancs horizontaux, on introduit dans le nord-ouest du Bassin de l'Ebre une phase styrienne. Or rien ne prouve que les poudingues les plus anciens, inclinés vers le nord, représentent tout l'Oligocène. De même les grès et limons rouges formant le plateau entre Huesca et Barbastro sont figurés comme miocènes parce qu'ils reposent en discordance sur les gypses de Barbastro. Or, ceux-ci forment l'axe d'un long anticlinal qu'on peut suivre depuis Balaguer en passant par Castello de Farfaña et Alfarràs. La différence de pendage entre les assises du grès et celles du gypse, qu'on note en effet au sud de N. S. del Pueyo, est une disharmonie d'origine mécanique, le gypse étant beaucoup plus souple que le grès. Les grès de Barbastro se rattachent donc à ceux de Balaguer et par conséquent à ceux de Cubells dont la faunule de mollusques citée par Dalloni est d'affinité sannoisienne. On serait donc conduit à abaisser sensiblement l'âge des séries détritiques sur tout le versant nord du Bassin de l'Ebre. De même, l'âge miocène attribué par H. Ashauer aux conglomérats supérieurs des Sierras de Tossals et de Busa n'est pas absolument certain. A côté d'une faune franchement lutétienne, l'éocène marin sousjacent de San Lorenzo de Morunys renferme dans ses termes les plus récents *N. perforatus*. Les poudingues de Busa représentent, peut-être, seulement l'Oligocène supérieur, tandis que les assises détritiques intermédiaires se rangeraient dans le Priabonien et l'Oligocène inférieur.

A ces observations de détail, il faut joindre une objection d'ordre plus général. Tous les plis proches du Bassin de l'Ebre nous ont montré une évolution presque continue comme R. Teichmüller et H. Ashauer en conviennent dans le Bas-Aragon. La coupe du Gallego dans la zone des Sierras Aragonesaes, a

prouvé parmi beaucoup d'autres que les discordances n'ont qu'une valeur locale, résultant d'une poussée tangentielle plus violente qui peut très bien ne pas être répercutée sur les plis voisins. Dans ces conditions, il est téméraire de les utiliser pour caractériser les coupures fondamentales de la stratigraphie.

En conclusion, le remblaiement du Bassin de l'Ebre est monté au moins jusque dans l'Oligocène supérieur, en ce qui concerne sa section catalane, peut-être jusqu'au Miocène dans la zone des Sierras Aragonesaes. Dans les Monts Celtibériques il a atteint sûrement le Miocène et parfois le Pontien dans les bassins intérieurs. Pendant ce temps-là, les plis de bordure n'ont cessé de jouer. Mais il semble difficile de les classer en phases synchroniques tant que les documents paléontologiques resteront si rares. En particulier, l'existence d'une phase savienne paroxysmale apparaît comme fort douteuse puisque le Miocène inférieur n'a jamais été caractérisé dans le Bassin de l'Ebre et ses annexes.

AFFAISSEMENT OU DÉBLAIEMENT

La présence à grande altitude, autour du Bassin de l'Ebre, des restes d'un remblaiement établi en fonction du niveau de base intérieur, soulève toute une série de questions. Sans prétendre y répondre de façon décisive, il est du moins utile de les formuler avec le plus de précisions possible, ne fut-ce que pour orienter les recherches futures dans le Bassin de l'Ebre.

L'altitude absolue atteinte aujourd'hui par les restes du remblaiement peut résulter de trois facteurs.

1° De l'altitude absolue du niveau de base intérieur du Bassin de l'Ebre, au-dessus de la mer oligo-miocène et de la mer actuelle.

2° De l'exhaussement subi solidairement depuis cette époque par les Pyrénées et le Bassin de l'Ebre.

3° Du mouvement relatif d'exhaussement qu'ont subi les Pyrénées par rapport au Bassin de l'Ebre.

Le premier facteur a pu avoir une influence assez considérable surtout à l'Oligocène où le continent baléaro-catalan existait encore, isolant le Bassin de l'Ebre du niveau de base marin. De même, les Pyrénées formaient au nord une solide barrière contre l'érosion régressive. Mais il est impossible de proposer un chiffre.

La valeur des second et troisième facteurs est difficile à déterminer. Il faut d'abord répondre à la question suivante : dans

quelle mesure le Bassin de l'Ebre résulte-t-il d'un affaissement ou d'un déblaïement ?

Pour A. Born ⁽¹⁾, le Bassin de l'Ebre est essentiellement un bassin d'effondrement limité au nord par des cassures verticales postérieures au plissement et dont il fixe la date du Ludien. Pour nous, au contraire, la part du déblaïement dans la formation du bassin a été considérable. Le mouvement principal d'affaissement a été synchrone du plissement ou même l'a précédé, comme le prouve l'énorme accumulation de sédiments détritiques appartenant à l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (plus de 1.500 mètres dans les sondages du bassin potassique catalan). Les arguments de Born reposent en effet sur une étude incomplète de la Zone des Sierras Aragonaises. Son attention a été attirée par les murailles est-ouest des Sierras de Guara et de Gratal tranchant des plis nord-sud. Mais ces Sierras sont des plis-failles, d'accord avec le style tectonique de la région, et recoupant des accidents méridiens antérieurs; nous avons vu que les déplacements tangentiels n'ont cessé de jouer. Autre argument : les calcaires à Alvéolines de la Sierra del Pueyo se trouvent à près de 1.000 mètres en contrebas de ceux de la Sierra de Gratal. Mais les calcaires en question sont verticaux et affleurent au cœur d'un anticlinal de type diapir. Le plissement explique leur différence d'altitude. Toutes les coupes montrent qu'il n'y a pas eu de changement de style tectonique jusqu'au Miocène.

En revanche, de multiples observations concordent pour affirmer l'importance du déblaïement subi par le Bassin de l'Ebre.

a) **Au nord-est du Sègre.** — Les coupes du Subirat, des Sierras de Tossals et de Busa montrent des poudingues peu inclinés s'arrêtant vers 1.500-1.600 mètres en bordure du Bassin de l'Ebre. Que deviennent-ils vers le Sud ? On sait que l'ensemble de la série détritique est affecté d'un vaste anticlinal. Sur son flanc méridional, sont représentées les couches inférieures de la Sierra de Tosals; malheureusement, l'absence d'un banc repère, dans la série uniforme des grès et limons rouges, interdit de préciser leur pente vers le sud. Cependant, les mesures opérées dans la vallée du Cardoner permettent d'évaluer à 200 mètres la descente des couches jusque dans la région de Solsona (700 mètres). On peut donc estimer que ces couches de Solsona équivalent à la

(1) A. Born (30).

moitié inférieure de la série de Tosals ; ce qui permet de donner une valeur minima de 500 mètres au déblaiement vertical subi par la région. Comme les couches de Solsona représentent encore le Sannoisien (*Melanoides albigensis* a été trouvé entre Solsona et Cardona), les couches supérieures de Tosals correspondent probablement à l'Oligocène supérieur.

Il apparaît ainsi que l'extrémité orientale des Pyrénées Catalanes a subi, après l'Oligocène, un soulèvement en masse accompagné d'ondulations, solidairement avec la section du Bassin de l'Ebre qui la précède et aussi sans doute avec la Chaîne Catalane.

b) **A l'ouest du Sègre.** — A l'Ouest du Sègre, les restes du remblaiement situés en bordure du Bassin de l'Ebre sont moins élevés. On en trouve à 1100 mètres près d'Oliana, vers 700 mètres dans la zone des Sierras Catalanes. Les poudingues de Maillos de Riglos atteignent 1180 mètres ; vers l'aval, ils passent rapidement à des couches grés-gypseuses beaucoup moins résistantes qui ont été déblayées rapidement sur 600 mètres au moins. Mais la preuve la plus impressionnante est fournie par un système de collines respectées par l'érosion au milieu du Bassin de l'Ebre, au nord-est de Saragosse : il s'agit de la Sierra d'Alcubierre, qui culmine à 838 mètres. Elle est formée d'un empilement de couches gréseuses subhorizontales ; ses contours très sinueux montrent d'ailleurs qu'on est en présence d'un relief témoin et non d'un relief tectonique orienté. Comme l'Ebre est à 200 mètres, c'est donc d'une hauteur de 600 mètres au moins que l'érosion a abaissé le niveau général.

Les déformations épirogéniques postérieures au remblaiement sont plus difficiles à apprécier. A l'ouest de l'Isabena, le manque de largeur des formations détritiques discordantes s'y oppose. A l'est de l'Isabena, on peut évaluer à 300 mètres au moins le soulèvement relatif du Montsech par rapport au Bassin de l'Ebre ; il s'agit encore d'un chiffre approximatif, faute de pouvoir suivre un banc repère dans les poudingues.

Ainsi les chiffres concordent pour les sections orientales et centrales du Bassin de l'Ebre ; mais les modalités du creusement sont bien différentes de part et d'autre du Sègre. Au nord-est les rivières sont enfoncées dans un système de plateformes structurales correspondant aux couches de grès dur intercalées entre les limons rouges. Les formes d'accumulation récente sont très réduites ; il est impossible de reconstituer les étapes du creusement.

Au contraire, à l'ouest du Sègre, un complexe de terrasses et de plateformes d'abrasion couvre souvent tous les interfluves jusqu'à 200 mètres au-dessus du niveau des rivières. Cela implique, au Pliocène, de longues périodes de remblaiement ou d'érosion latérale où les cours d'eau descendus des Pyrénées divaguaient en joignant leurs lits. Ce contraste peut s'expliquer en supposant que la section nord-est a été soumise à un soulèvement continu tandis que le bassin de l'Ebre s'enfonçait encore par saccades. Ainsi s'affirmerait jusqu'à une période récente le mouvement d'exhaussement solidaire de la Chaîne, du Bassin et des Pyrénées Catalans.

Ces indications générales demandent évidemment à être précisées. Peut-on reconstituer les étapes rythmées du creusement et du remblaiement ? Pour les Pyrénées Catalanes, objet de cette étude, nous disposons d'une série de terrasses étagées dans des bassins intérieurs de roches tendres, comme ceux de la Conca de Tremp et du Rio Sellent. Mais les résultats des mesures opérées ne concordent pas. L'altitude relative varie le long d'un même cours d'eau et il est impossible d'affirmer le synchronisme de deux hautes terrasses appartenant à deux cours d'eau différents. Par exemple, l'altitude relative de la haute terrasse de la Conca de Tremp varie de 120 à 180 mètres. Au-dessous, une terrasse de 15 mètres accompagne constamment la Noguera Pallaresa ; dans la région d'Isona, des terrasses variant entre 20 et 40 mètres, descendent vers le lac. Comment paralléliser ces résultats avec ceux qu'on obtient dans la vallée de Sellent où la plus haute terrasse, de 80 mètres, est suivie par des terrasses de 20 et de 10 mètres. Ce désaccord n'a rien de surprenant. Le parallélisme des terrasses peut en effet résulter soit d'un abaissement rythmique du niveau de base, soit de variations climatiques. Dans le premier cas, on peut concevoir qu'un abaissement rapide du niveau de base active l'érosion dans la barrière de roches dures qui isole le bassin intérieur, amenant un creusement dans les roches tendres de l'amont. Mais ce creusement n'aura pas forcément la même valeur pour deux rivières possédant un débit inégal et entamant une barrière de largeur et de résistances inégales. Supposons maintenant que les causes des variations soient climatiques : si la capacité de transport de la rivière diminue, il en résultera un alluvionnement immédiat dans la région de terrains tendres où le cours d'eau a atteint son profil d'équilibre, alluvionnement d'autant plus prononcé que dans la section aval de roches dures, l'érosion diminuera et le seuil s'abaissera moins

vite. Imaginons une variation en sens contraire : la capacité de transport augmente : la surface de remblaiement sera disséquée en raison de la rupture d'équilibre en terrain tendre et parce que le seuil rocheux s'abaissera plus vite. Ici encore les inégalités de débit et de résistance des seuils détermineront un enfoncement inégal d'un bassin à l'autre. Les terrasses des bassins intérieurs apporteront donc une contribution médiocre à l'histoire du creusement post-éocène.

Il n'en est pas de même pour les terrasses du Bassin de l'Ebre. Malheureusement, les travaux importants réalisés par W. Panzer ⁽¹⁾ et L. Solè Sabaris ⁽²⁾ ne permettent pas encore de tracer un tableau d'ensemble : d'autant plus que ces auteurs ont mesuré l'altitude relative de terrasses souvent fort éloignées du fleuve sans tenir compte de leur pente transversale et longitudinale (par exemple à Tarrega, à Almacellas, etc...) Une révision des chiffres serait donc nécessaire. Il faudrait éliminer également les fausses terrasses, dont la forme plane est déterminée non pas par le remblaiement de cailloux mais par un soubassement de roches dures horizontales. Cela réduirait sans doute le nombre de phases de remblaiement distinguées par Solè Sabaris et Panzer et qui ne sont parfois séparées que par une faible dénivellation. Cependant, pour le versant nord du bassin de l'Ebre, quelques faits paraissent bien établis :

a) L'existence de hautes surfaces d'érosion, portant souvent des cailloux roulés ; entre la Cinca et le Gallego, on peut distinguer deux niveaux, l'un vers 600-500 mètres, tronquant les ondulations des grès au nord-est de N-S del Pueyo, l'autre vers 350-400 mètres affectant surtout les gypses violemment plissés au sud du même sanctuaire. De même, les Sierras de Gratal et de Guara sont précédées de hauts niveaux dépassant 700 mètres.

b) Les terrasses proprement dites : quand il s'agit de hautes terrasses, on ne retrouve pas leurs versants : ce sont d'immenses plateformes d'érosion, portant une épaisseur de 3 ou 4 mètres de cailloux, développées par abrasion latérale, sans qu'il soit nécessaire de distinguer nettement une phase d'érosion et une phase de remblaiement. Les fleuves de piedmont très chargés, divaguant sur une forte pente, sapent leurs versants et alluvionnent en même temps, développant de véritables cônes d'érosion juxtaposés aux terrasses.

Plusieurs de ces terrasses sous-pyrénéennes ont été défor-

(1) W. Panzer (120). — (2) Solè Sabaris y Font (136).

mées. Comme l'a déjà montré Panzer, une terrasse du Sègre ayant 60 mètres de hauteur relative près de Balaguer (altitude absolue 285 mètres) se redresse brusquement et monte jusqu'à 370 mètres en 2 kilomètres, atteignant une altitude relative de 145 mètres. Le long de la route de Balaguer à Tremp, on voit les alluvions de cette terrasse, cimentées et reposant en discordance sur des grès redressés, dessiner une flexure en abordant l'axe gypseux de l'anticlinal Gerp-Barbastro. La nature plastique du gypse a évidemment favorisé ce rejeu du plissement. Suivant le rebord de l'anticlinal gypseux jusqu'à la Noguera Ribagorzana, nous avons pu constater la généralité du phénomène. Près de Castello de Farfàña, la flexure est encore perceptible. Elle conduit jusqu'à la surface doucement ondulée et s'abaissant lentement vers le nord, qui nivelle l'anticlinal gypseux vers 440-430 mètres, entre Alfarras et Gerp : de fait, on trouve quelques cailloux granitiques épars jusque vers 415 mètres. La destruction presque totale de la couverture alluviale a été facilitée, et par l'exhaussement subi, et par la cimentation moins forte sur un soubassement gypseux. Dans la vallée de la Ribagorzana, une terrasse de 40 mètres de hauteur relative près d'Alfarras est encore affectée d'une légère ondulation au pas-

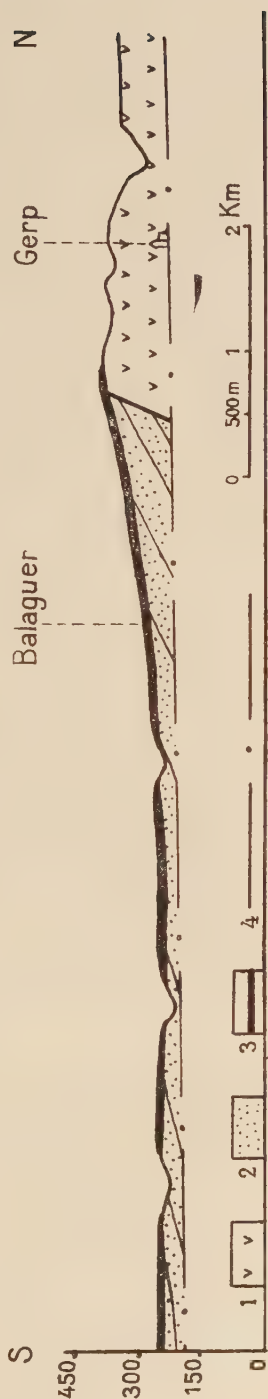


Fig. 48 bis. — Coupe montrant la déformation de la terrasse de Balaguer.

1. Gypse infra-sannoisien. — 2. Grès et limons rouges oligocènes. — 3. Alluvions cimentées de la terrasse de Balaguer.
4. Profil du Sègre actuel.

sage de l'axe anticlinal. La terrasse d'Almacellas elle-même est probablement déformée; son rebord reste horizontal entre 380 et 360 mètres, puis l'ensemble s'abaisse rapidement vers l'ouest et vers le sud jusqu'à 300-320 mètres, au passage du chemin de fer de Lerida (fig. 48 bis).

Mais ces déformations n'ont qu'une valeur locale. Des cours d'eau s'abaissant rythmiquement en balayant les dépôts détritiques par larges tranches, voilà comme on peut se représenter sans trop d'inexactitude l'évocation du réseau de l'Ebre depuis le remblaiement oligo-miocène. Dans la section catalane du nord-est, au contraire, cette action de planation latérale ne s'est pas exercée :

1° Parce que les dépôts détritiques y sont plus grossiers et plus résistants que dans le centre du Bassin de l'Ebre où prédominent les molasses et les gypses.

2° Parce que le secteur nord-est n'a cessé de se soulever solidement avec les Pyrénées et la Cordillère Catalane. On connaît en effet depuis longtemps des dislocations d'âge pontien et pliocène dans le fossé médian de la Chaîne Catalane et dans l'Ampurdan.

En conclusion, le relief actuel des Pyrénées Catalanes par rapport au Bassin de l'Ebre est dû en partie à l'érosion différentielle qui a balayé les assises détritiques plus tendres déposées dans le centre du bassin, en partie à un soulèvement épirogénique post-oligocène qui a surélevé le bord de la montagne de 300 mètres au moins.

TROISIÈME PARTIE

Versant oriental des Pyrénées

GÉNÉRALITÉS

Depuis la Chaîne Catalane jusqu'au massif du Mouthoumet se groupent des paysages très variés, mais appartenant à la même famille morphologique, constituant des associations identiques et posant les mêmes problèmes génétiques.

Ce sont des régions d'altitude médiocre, ne dépassant qu'exceptionnellement 1000 mètres et où alternent rapidement : 1) les bassins alluviaux ; 2) des fragments de massif ancien soulevés en véritables chaînes (Albères, Roc de France) ou nivelés par de bas plateaux (plateaux de l'Agly, de Cantallops, du Mouthoumet) ; 3) des zones de relief plissé où s'entremêlent les tables et barres calcaires et les dépressions marneuses.

La structure des zones plissées constitue une première énigme. Partout, dans les Corbières orientales avec Barrabé ⁽¹⁾, sur la façade occidentale de l'Ampurdan avec Ch. Jacob ⁽²⁾ et H. Ashauer ⁽³⁾, dans le petit massif isolé de Montgri avec San Miguel de la Camara et Solè Sabaris ⁽⁴⁾, on a reconnu l'existence de charriages importants.

En même temps, la direction des plissements change. Dans les Corbières orientales, les plis subissent une violente torsion, principalement au sud de Tuchan et se dirigent vers le nord-nord-est pour se raccorder au complexe languedocien. Symétriquement les plis est-ouest de la Garroxta sont tranchés par un système de chevauchements presque perpendiculaires dont les lignes de contact anormal courent nord-nord-est - sud-sud-est. Même orientation dans le massif de Montgri. Il est difficile d'ex-

(1) L. Barrabé (9-12). — (2) Ch. Jacob (60). — (3) H. Ashauer (3).

(4) San Miguel de la Camara y Solè Sabaris (130).

plier une divergence aussi prononcée : on dirait que les plis se moulent sur un bloc tyrrhénien disparu, prolongeant la Zone Axiale, mais beaucoup plus large qu'elle.

D'autre part, les constructions envisagées pour expliquer l'empilement des écailles dans les Corbières orientales et surtout sur la façade orientale de l'Ampurdan (nappes de Viure et de Llers) ne sont pas également satisfaisantes. Il est très délicat de reconstituer en volume les surfaces gauches de chevauchement, parce que les massifs sont peu soulevés au-dessus du niveau de base et que les coupes naturelles des vallées ne révèlent que la structure superficielle.

Ces différentes unités de structures sont affectées par des failles dirigées NNO-SSE et NNE-SSO délimitant les bassins d'effondrement; elles ont commencé à fonctionner au Miocène inférieur (lambeaux de Miocène marin dans l'Ampurdan et sur les plis des Albères orientales). Un second problème consiste à déterminer la date à laquelle ces mouvements verticaux se sont fait sentir. Les fragments de surface d'érosion, nivelant les blocs anciens et, exceptionnellement, les zones de plis tertiaires, doivent être classés et datés. Aux deux extrémités de notre domaine, dans la Montagne Noire et la Chaîne Catalane, la plus vieille surface perceptible est la surface pré-éocène. Nous soupçonnons encore son existence à l'extrémité nord-ouest du massif Moutoumet. Mais dans tout le domaine pyrénéen proprement dit, elle n'est plus reconnaissable dans la topographie actuelle. Sans doute a-t-elle existé aussi, comme en témoignent les dépôts garumniens des Albères, dont les grès et conglomérats attestent une intense activité érosive, et la transgression de l'Eocène moyen sur le massif ancien au sud du Boulou. Ce lambeau lutétien du Boulou renferme des conglomérats marins atteignant 20 centimètres de diamètre, ce qui prouve tout au moins l'existence d'une falaise voisine importante. Mais nous n'en pouvons tirer aucun enseignement concernant la topographie continentale.

Les niveaux actuellement visibles, beaucoup plus récents, occupent toujours des étendues restreintes et représentent des tentatives d'aplanissement partiellement réalisées. Leur étage vertical est-il dû à des mouvements eustatiques ou à des mouvements épirogéniques ? Telle est la question essentielle qui guette d'ailleurs tous les riverains de la Méditerranée.

Un quatrième problème commun à tout le versant oriental des Pyrénées est le comportement, singulier pour un Septentrio-

nal, de l'érosion différentielle : les aires granitiques sont facilement déblayées, tandis que les schistes métamorphiques, les grès durs et les calcaires restent en saillie. Ici encore, nous ne sommes pas en présence d'un phénomène local. Il sera nécessaire d'étudier la résistance du granit dans le cadre des régions de la Méditerranée occidentale, et même, de la zone climatique méditerranéenne.

Nous étudierons successivement :

1° Les deux versants du système montagneux, fragment de la Zone Axiale qui se détache du massif du Canigou au col des Ares pour aboutir aux Albères et à la Méditerranée. Il est limité au nord par la dépression tectonique du Roussillon qui se prolonge par la haute vallée du Tech ou Vallespir; au sud par la dépression tectonique de l'Ampurdan, prolongée par la haute vallée de l'Arnera.

2° Le versant nord-est du Roussillon avec les plateaux granitiques de l'Agly et les chaînes calcaires synclinales qui s'en échappent (Corbières orientales).

3° Le bassin du Roussillon lui-même avec les restes du remblaiement pliocène et les terrasses, étapes du creusement récent.

CHAPITRE PREMIER

LA VALLÉE DU TECH ET LE REBORD SUD DU ROUSSILLON

La vallée du Tech est installée au contact du massif du Canigou et d'un autre fragment de la Zone Axiale qui se prolonge jusqu'aux Albères. Entre les deux blocs anciens, une portion très disloquée de la couverture secondaire est conservée dans le fossé complexe d'Amélie-les-Bains dont les bords sont limités par des accidents orientés est-ouest et nord-est-sud-ouest.

LE NIVEAU DE SAINT-LAURENT DE CERDANS (1)

La haute vallée du Tech, en amont d'Arles, est caractérisée par l'existence d'un système de formes mûres, développées et conservées à peu près exclusivement sur le granit (fig. 49).

Sur la rive droite du Tech, le long des ruisseaux de Saint-Laurent de Cerdans et de la Manère, elles sont particulièrement développées. La cote 925, située au nord du hameau du Tech, fournit un excellent observatoire d'où l'œil embrasse commodément ce vieux paysage. Au centre, de longues croupes descendent de 750 à 650 mètres, profondément lacérées par le cours inférieur des ruisseaux de la Manère et de Saint-Laurent-de-Cerdans. La route de la Manère emprunte une série de replats s'élevant régulièrement jusqu'à 850 mètres, et ne s'interrompant qu'au moment où le torrent s'enfonce dans l'auréole métamorphique du Batholite granitique. A l'est, Saint-Laurent-de-Cerdans est bâti au milieu d'une large vallée mûre où le cycle ancien est encore vivant. Avec une pente relativement faible, le torrent descend de 650 à 600 mètres en 2 kilomètres. A partir de Forge-d'En-Bosc et sans avoir reçu aucun affluent, il s'enfonce brusquement pour rejoindre le Tech ; la dénivellation est de 200 mètres en 3 kilomètres. De chaque côté de la gorge, où

(1) Carte au 1 : 80.000, Prades S.-E.

s'accrochent avec difficulté la route et la voie du tramway, des replats parfaitement nets entre 650 et 580 mètres prolongent la vallée mûre d'amont. L'affluent de droite du ruisseau de Saint-Laurent, le ruisseau de Ladou, présente les mêmes caractères : la vallée supérieure a des formes adoucies vers 680-700 mètres : ensuite, le ruisseau s'encaisse rapidement entre des replats cotés 650-630. A partir du confluent avec le Tech, le système de replats se dédouble. On peut suivre encore un niveau principal sur la rive droite de la rivière vers 540 mètres, au-dessus de Mas d'En Camps, et 520 mètres au Mas d'Al Ripoll.

Voilà un ensemble de formes cohérent et qui ne paraît pas sensiblement déformé. Mais le cycle ancien qui leur a donné naissance est loin d'avoir atteint le terme de son évolution. De tous côtés l'œil est arrêté par des reliefs plus élevés. A l'ouest et à l'est, ils coïncident avec la terminaison du Batholite et l'apparition de l'auréole métamorphique ; c'est ainsi que les croupes du Puig de l'Estelle dominant de 3 ou 400 mètres la haute vallée du Ladou, et que, à l'ouest du Tech et de la Manère, les murailles bleuâtres de calcaire dévonien se dressent au-dessus des prairies ondulantes qui cachent le granit. Au sud, les reliefs résiduels sont taillés dans le granit même. Tantôt ce sont de simples buttes, aux flancs raides du type Inselberg, particulièrement nombreuses autour de Saint-Laurent-de-Cerdans : tantôt ce sont de véritables massifs, dont les flancs boisés se hérissent d'aiguilles élégantes, comme celles qui portent les Tours de Cabrens, dépassant 1400 mètres. Si l'on joint à ce fait la constatation que quelques replats inférieurs près du Tech ne sont pas taillés exclusivement dans le granit mais aussi dans les gneiss et les schistes, on arrive à la conclusion que notre système d'aplanissement n'est pas dû uniquement à l'érosion différentielle mais possède une véritable valeur cyclique.

Que deviennent ces formes mûres dans le cours supérieur du Tech et sur sa rive gauche au pied du massif du Canigou ? Elles ont laissé une trace beaucoup moins nette dans le paysage. La région schisteuse de Prats de Mollo est peu favorable à la conservation des replats. Le mieux dessiné est celui qui porte la ferme de Girouncille vers 860 mètres. D'autre part, les versants de la vallée de la Preste offrent une rupture de pente régulière entre 900 et 950 mètres. Ces chiffres ne rendent pas invraisemblable un raccord avec les formes cycliques de Saint-Laurent de Cerdans. Le versant sud du Canigou montre également quelques formes planes qui paraissent appartenir au même niveau. Elles

aboutissent à une rupture de pente cotée 600 mètres au-dessus des gorges de la Fou. Ici, l'action de l'érosion différentielle est prédominante. Le cœur de Batholite granitique situé au nord d'Arles-sur-Tech est occupé par des surfaces très ondulées, déchirées en lambeaux par les ruisseaux de Rui Farre et de Corsavy. Au cercle de gneiss et de schistes métamorphiques qui l'entoure, correspondent les pittoresques silhouettes de la Souque et de la Tour de Batère (1450 mètres) et la crête acérée du Roc Redoune.

LE NIVEAU DE LA BOULERIE

En aval d'Arles-sur-Tech, toute trace d'aplanissement ancien disparaît. Le massif gneissique de Roc de France est haché de vallées profondes, ne laissant subsister entre elles que des crêtes étroites. Pour retrouver des traces d'un cycle ancien, il faut aller jusqu'à Céret (fig. 49).

La basse vallée du Tech, entre Céret et le Boulou, est un fossé dissymétrique, comblé de cailloutis pliocènes. Le versant nord-est se compose de croupes schisteuses descendant en pente douce et passant insensiblement à des cailloutis grossiers représentant le Pliocène supérieur qui ravine le substratum primaire. En dessous, affleurent près de Vivès des conglomérats probablement marins qui se relient aux conglomérats infra-plaisanciens du Boulou et qui pendent normalement au sud-est. Le versant méridional, celui du massif de la Boulerie, s'ordonne suivant deux segments de lignes droites : le plus long, orienté est-ouest, court de la rivière de Vallière à Maureillas. Il délimite un rebord abrupt dont la dénivellation dépasse 200 mètres et que les petits cours d'eau descendant de la Boulerie franchissent au prix de gorges et de cascades — comme la cascade des Baous-sous — ; à ces caractères, on reconnaît immédiatement un escarpement de faille très frais (fig. 50). Au centre, il est précédé par des cailloutis pliocènes, à l'ouest et à l'est par des croupes schisteuses qui, dans la région de Céret, portent tantôt des traces de Trias, tantôt des cailloux pliocènes. C'est donc en partie un escarpement de faille exhumé des roches plus tendres qui le flanquent au nord. Mais il a joué certainement jusqu'à une date récente. Entre Maureillas et le Boulou, en effet, on peut voir les conglomérats pliocènes roses et gris inclinés vers le sud-est de 20 à 30° : au premier ravin au sud de Saint-Martin, à 1 kilomètre au nord-est de Maureillas et sous l'église de ce village. Les con-

glomérats inférieurs représentant sans doute un équivalent latéral des marnes bleues à faune plaisancienne de Nidolères, on peut dater les derniers mouvements entre le Plaisancien et le Pliocène supérieur. Il faut remarquer que les sources hydro-thermales du Boulou se trouvent exactement sur le tracé présumé de la ligne de faille.

A l'ouest de Céret, un abrupt de direction générale est-ouest, taillé dans le gneiss, prolonge celui de la Boulerie. Il apparaît

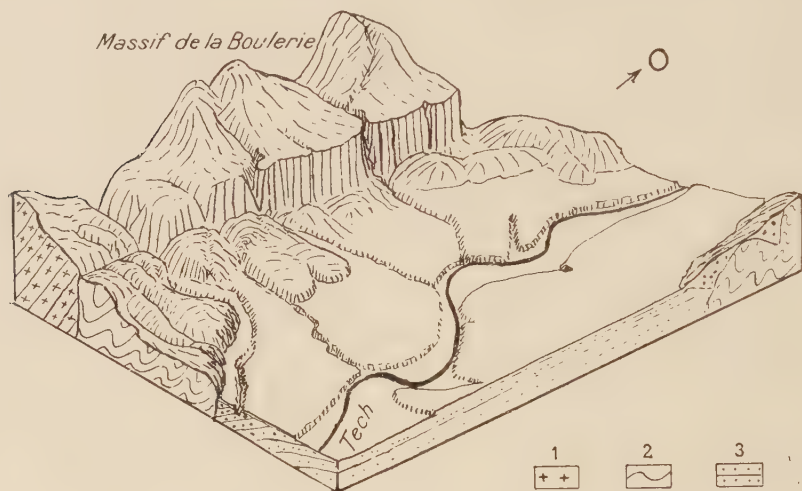


Fig. 49. — Bloc diagramme montrant le bassin tertiaire de Céret et le rebord du massif de la Boulerie

1. Gneiss. — 2. Schistes. — 3. Pliocène.

Remarquer les escarpements de faille orientés NE-SO dans les schistes, puis E-O au contact des schistes et des gneiss. Au-dessus, les replats du niveau de la Boulerie, entaillés dans des gorges. Le Tech coule dans le bassin pliocène, en contrebas d'une terrasse de 20 mètres.

d'abord comme un escarpement de faille exhumé, puisqu'il met en contact le Crétacé et le Trias du fossé d'Amélie-les-Bains avec le gneiss de la Zone Axiale. Mais il est probable que cet accident est encore tectoniquement actif, comme le fait supposer la séismicité très forte de la région.

Gravissons la partie centrale de l'escarpement de faille ; nous débouchons sur un gradin d'érosion très bien marqué, taillé dans le gneiss. Fortement déformé, il s'abaisse vers l'est de 430 à 300 mètres dans les environs de Maureillas. Là il prend une ex-

tension de plus en plus considérable et finit par constituer une véritable plate forme, vers 280-300 mètres, profondément incisée par le ruisseau de Rome qui conduit au col de Perthus. Au-dessus s'élèvent avec des pentes concaves, les sommets. En dépit de l'hiatus qui interrompt la série des replats entre Arles-sur-Tech et Céret, on est tenté de raccorder ce niveau à celui de Saint-Laurent de-Cerdans étudié plus haut. Les cotes se prêtent à cette interprétation puisque le dernier replat certain du système de Saint-Laurent est à 520 mètres tandis que le système de la Boulerie arrive à 430 mètres.

Même en supposant ce problème résolu, il reste à déterminer l'âge absolue du complexe de formes mûres. Le niveau de la Boulerie a été basculé vers le Perthus en même temps que rejoignait la faille qui le limite. Or, celle-ci a été active au moins jusqu'à l'Astien; car, à l'ouest de Maureillas, des couches rouges à cailloutis grossiers encore inclinées vers la montagne ont un faciès nettement continental et seraient donc postérieures à la transgression plaisancienne. Malheureusement, la plupart des cailloutis notés *p¹ p. ob* sur la carte géologique sont très décomposés et n'offrent pas de stratification nette. Ils ne semblent pas avoir été entraînés dans le mouvement.

Ecartons d'abord une première hypothèse suivant laquelle la formation du niveau de la Boulerie serait contemporaine du sommet du remblaiement pliocène et se rapporterait au système des croupes planes portant des cailloux roulés vers 280-300 mètres entre Céret et Amélie-les-Bains. L'objection essentielle est que le faciès des cailloutis du Pliocène supérieur est de plus en plus grossier au fur et à mesure qu'on s'élève sur la rive gauche du Tech et n'évoque nullement une diminution des forces érosives.

Restent deux solutions possibles en présence, entre lesquelles le choix est difficile :

a) L'une attribue au Plaisancien-Astien le développement du palier. La succession des événements serait alors la suivante :

1° Dépôts plaisanciens et astiens.

2° Formation des niveaux de la Boulerie et de Céret.

3° Mouvements de bascule et faille séparant le niveau de Céret de celui de la Boulerie.

4° Dépôt des cailloutis et du pliocène supérieur sur les croupes schisteuses de Céret préalablement disséquées.

b) L'autre solution consiste à refouler dans le Pontien le cycle d'érosion responsable des niveaux de la Boulerie et de Saint-Laurent-de-Cerdans.

LES ALBÈRES ⁽¹⁾

Au delà de l'ensellement du Perthus, le chaînon des Albères présente un versant nord inexpressif où la hiérarchisation des talwegs enfoncés dans les gneiss et les schistes est la seule loi. Les replats ont presque tous disparu, sans doute à cause du voisinage du niveau de base. Les escarpements de faille sont mal conservés. Un abrupt rectiligne dirigé est-ouest évoque cependant une cassure entre la rivière de Valmaris et Sorède. Un autre alignement court des bains du Boulou à la rivière de Sorède. Mais comme il coïncide avec le contact des gneiss et des schistes plus tendres, on peut se demander si l'érosion différentielle n'exhume pas un trait de structure très ancien, peut-être éocène, peut-être même hercynien. Le seul document géologique qui permette d'orienter la discussion est constitué par le lambeau des grès de Moulères, une formation de rivage comme le prouve la stratification entrecroisée, et où l'on a trouvé une faune lutétienne. Les grès alternent avec des conglomérats très grossiers comprenant souvent des cailloux mal roulés, empruntés aux roches cristallines et primaires, mais sans aucun élément secondaire ou tertiaire. Nous n'avons pas affaire à un conglomérat de base, puisque les assises détritiques prédominent au contraire à la partie supérieure; le faciès grossier indiquerait que les reliefs voisins étaient assez accidentés. La pénéplaine éocène, si toutefois elle avait existé, comme dans la Chaîne Catalane et la Montagne Noire, était donc déjà disséquée et rajeunie. D'autre part, le substratum des grès et poudingues de Moulères est formé par le bloc schisteux qui précède l'abrupt gneissique qui va du Pic d'Estelle au ruisseau de Sorède : les assises lutésiennes sont inclinées vers l'est de 20 à 30°. Tout se passe comme si le bloc schisteux avait été basculé dans cette direction, jouant indépendamment de la masse principale des Albères le long du plan de faille Pic Estelle-rivière de Sorède. Il s'agit donc d'un accident au moins post-lutésien.

Une dernière question ne peut être éludée : Quels sont les rapports du niveau de la Boulerie avec le massif des Albères? Le niveau de la Boulerie, coté 280-300 mètres, déborde largement sur la rive droite de la rivière de Rome. Là il est surmonté de replats plus élevés mais qui ne se laissent pas grouper en un ensemble cohérent : replat de Mas Lagarrigue 380 mètres, replat

(1) Céret S.-O. et S.-E.

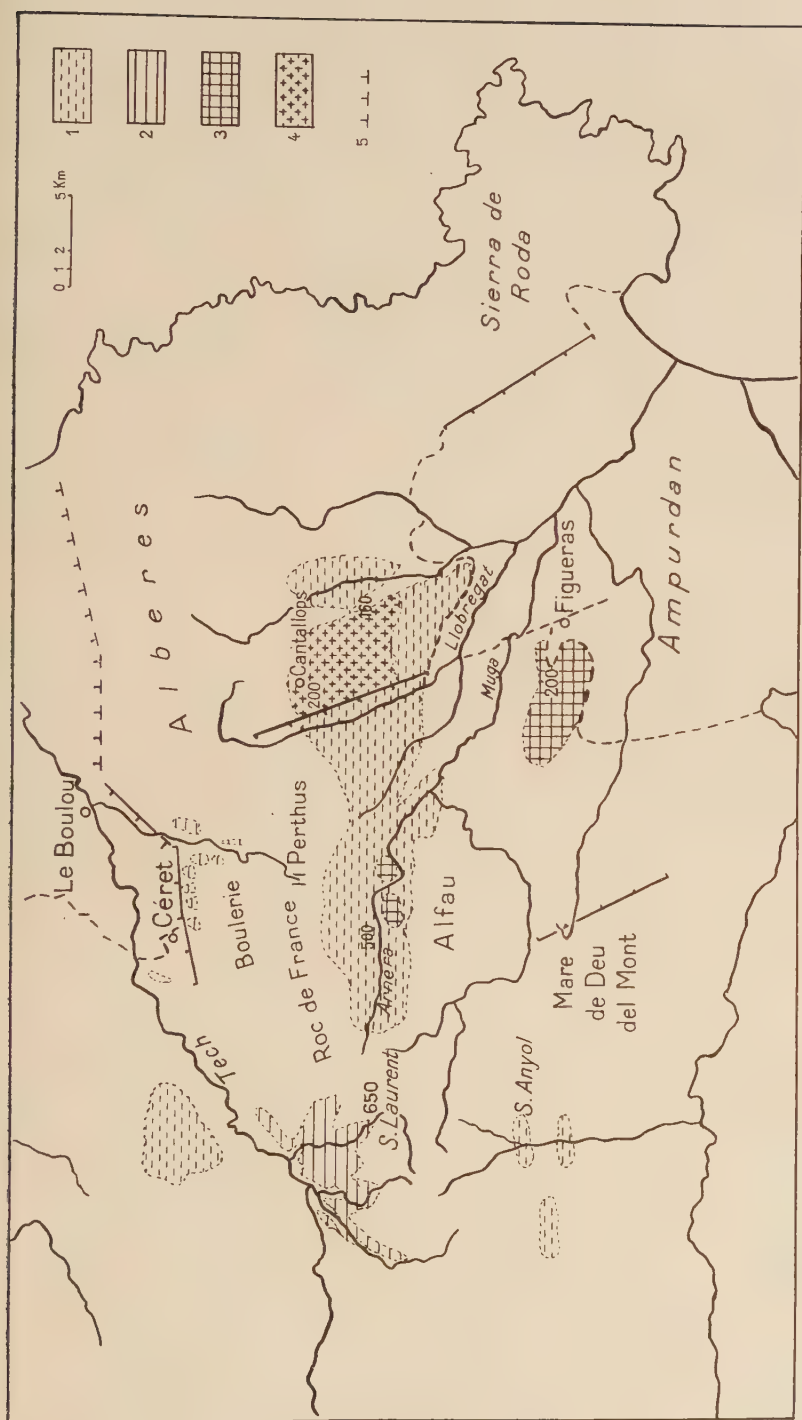


Fig. 50. — Les niveaux de la vallée du Tech et de l'Ampurdan septentrional.

1. Bassin déblayé dans le granit et surface granitique de dégradation lente. — 2. Niveau de Saint-Laurent de Cerdans et de la Boulerie. — 3. Surface d'érosion de Llers. — 4. Surface d'érosion de Cantallops. — 5. Faille probable.

Les chiffres indiquent l'altitude moyenne des surfaces d'érosion, en mètres. Le trait à barboles indique les escarpements de faille.

de Mas Claret 500 mètres, etc., portant eux-mêmes la crête principale, pic Saint-Christophe, pic Estelle. Le contact assez sinueux paraît influencé plutôt par les lignes de contact géologique (gneiss plus durs et schistes granitisés plus tendres) que par une dislocation tectonique récente. Le niveau de la Boulerie se serait donc développé normalement aux dépens du massif des Albères.

CHAPITRE II

L'AMPURDAN SEPTENTRIONAL ET LE VERSANT SUD DE LA CHAÎNE ALBÈRES-ROC DE FRANCE

La plaine de l'Ampurdan septentrional se distingue aussitôt de celle du Roussillon méridional par l'étendue des surfaces alluviales récentes. De Figueras jusqu'à Rosas, une route transversale toute droite porte vers la mer le voyageur indifférent dont l'attention n'est attirée que par de gros villages fortifiés, surgissant comme des îles, avec un profil de Mont Saint-Michel. Les terrasses emboîtées, les collines découpées dans un matériel détritique néogène qui contribuent à varier le paysage du Roussillon occupent ici une superficie insignifiante.

Le cadre montagneux lui-même est plus lâche et plus lointain. A l'Est, le système des chaînes calcaires secondaires et éocènes ne dépasse qu'exceptionnellement 1000 mètres (Bassagoda, 1350 mètres) et profile sur l'horizon quelques escarpements monoclinaux dont le faite porte invariablement un sanctuaire (Mare de Deu del Mont, Alfau, N-S. de la Salud). Mais ils sont précédés par le bas plateau de Llers (2 à 300 mètres). Au nord-ouest, le massif ancien de Roc de France (1440 mètres) tombe par des pentes assez raides et massives sur un dédale de collines granitiques (200 à 400 mètres) qui se prolongent à l'amont dans la vallée de l'Arvena. Au delà de la large échancrure du Perthus (280 mètres) le massif des Albères repose d'abord sur un socle rocheux large de 10 kilomètres (150-200 mètres). Mais plus à l'est, la montagne s'effiloche en croupes schisteuses qui s'abaissent progressivement jusqu'à la plaine en dessinant une inflexion par où le chemin de fer côtier de Port-Bou pénètre dans la plaine. A l'Est seulement, un véritable abrupt de montagne domine sans intermédiaire la plaine alluviale. La Sierra gneissique de Roda se dresse d'un seul jet jusqu'à 600 mètres, tandis que des pelouses plus molles, paradis des botanistes, descendent vers la Méditerranée.

Dans l'analyse qui va suivre, l'attention sera attirée sur deux thèmes principaux :

1° L'œuvre de l'érosion différentielle qui a facilement excavé les aires granitiques ;

2° L'origine des surfaces d'érosion établies sur les bas-plateaux du Nord et de l'Ouest.

1° REBORD OCCIDENTAL DE L'AMPURDAN ⁽¹⁾

C'est une région de collines et de bas plateaux (150-400 mètres) tectoniquement déprimés par rapport au massif calcaire de la Mare de Deu del Mont dont il est séparé par une faille tranchant les plis est-ouest. Mais il est difficile de décider si cette faille est de beaucoup postérieure au mouvement principal de plissement et dans quelle mesure elle a une influence directe sur le relief actuel. En tous cas, mettant en contact les mollasses tendres de l'Eocène supérieur et les calcaires résistants de l'Eocène inférieur et moyen, l'érosion différentielle a contribué certainement à lui conserver une valeur topographique.

Au désordre des collines sans expression découpées dans la molasse, succède, à l'est de Cistella, un vaste plateau (sur 6 kilomètres) descendant de 220 à 170 mètres et qui apparaît tout de suite comme un plateau d'érosion. Il tranche une structure extrêmement compliquée qui n'est pas encore reconstituée de façon bien satisfaisante. Une coupe Vilaritg-Terradas montre une série concordante plongeant uniformément au sud et laissant affleurer successivement les calcaires à Alvéolines, les marnes lutétiennes et les poudingues éocènes, la direction des affleurements étant est-ouest. Ce système est coupé en biseau par un massif calcaire comprenant du Lias et un Crétacé complet et brisé en petites écailles poussées soit vers l'ouest soit vers le sud. En un point, à l'ouest de Llers, le chevauchement de cette série sur l'Eocène est évident. Mais partout ailleurs, le contact est masqué tantôt par des alluvions bien roulées, probablement pliocènes, tantôt par une formation énigmatique, comprenant des schistes rouges alternant avec des conglomérats aux éléments anguleux et exclusivement calcaires; celle-ci entre en contact direct avec toutes les autres assises sans exception, Lias, Crétacé, Eocène, etc... On comprend les incertitudes des auteurs qui l'ont rangée tantôt

(1) Carte topographique militaire au 1 : 20.000, feuilles de Figueras, Llers et Darnius.

dans le Garumnien, tantôt dans les conglomérats oligocènes post-pyrénéens. Le faciès ressemble bien à celui des couches garumniennes de Darnius ; mais alors on est obligé d'entourer tous les affleurements d'une ligne de contact anormal (par exemple le long de la Muga où les calcaires éocènes plongent vers ces conglomérats qui plongent à leur tour vers le Lias de Pont de Molins). C'est cette solution qui a été adoptée dans la carte de H. Ashauer. Dans la deuxième hypothèse (H. Ashauer s'y est finalement rallié dans une note infra-paginale p. 91), on comprend mal la composition des conglomérats ; pourquoi ne renferment-ils que des éléments calcaires et jamais des calcaires à Alvéolines s'ils reposent au-dessus en discordance stratigraphique ? La discussion demeure ouverte. (1).

Quoiqu'il en soit, le fait essentiel pour le morphologue est précisément l'indifférence du relief à cette structure encore mal élucidée (fig. 51). Le long de la route de Terradas, les calcaires éocènes plongeant vers le sud à 45° sont tronqués vers 200 mètres par le plateau absolument horizontal ; entre le kilomètre 9 et le kilomètre 10, il s'élève vers 220 mètres en même temps que la pente des assises éocènes s'accroît. Quelques bancs de conglomérats plus durs émergent seuls, dessinant des murs naturels entre les cases rouges et vertes des champs. Entre les kilomètres 7 et 8 cette surface porte des lambeaux de cailloutis parfaitement roulés et comprenant de nombreux éléments granitiques ; on les suit jusque sur le rebord septentrional du plateau, près du Puig Bio. Au sud-ouest de Llers, dans la zone de contact avec le bloc charrié de Figueras, l'aspect de plateau devient moins net. De larges vallées à fond plat, comblées de cailloutis pliocènes, descendent jusqu'à 160 mètres tandis que des buttes calcaires arrondies culminent vers 220 mètres. Le relief retrouve sa rigidité sur le bloc de calcaires liasiques et crétacés ; cependant de petites écailles sont tronquées au sud de Llers et aussi les ondulations beaucoup plus légères qui affectent les assises du Crétacé inférieur dans la région de Riu Seca (160-200 mètres).

Les pentes du plateau vers le sud et vers l'est sont recouvertes par les limons rouges et les bancs de cailloux roulés du remblaiement pliocène (près de Figueras, on a trouvé dans ces limons, *Mastodon avernensis* et *Hipparion crassum*.) Près de Vilaritg, ils montent jusqu'à 215 mètres ; au nord de Vilanant, un placage

(1) La carte de H. Ashauer donne une trop grande extension à la formation garumnienne au sud-ouest de Llers, où presque toute la surface est recouverte par des cailloutis pliocènes.

atteint 180 mètres ; le long de la route de Figueras à Llers, ils s'insinuent au cœur du plateau calcaire et les cailloux granitiques qu'ils renferment, situés dans le prolongement de ceux du Puig Bio, paraissent bien indiquer un ancien cours de la Muga. Le remblaiement pliocène occupe donc une position très variable par rapport à la plate-forme d'érosion, tantôt la recouvrant d'un mince placage, tantôt remplissant des vallées mûres et tantôt la ravinant profondément. Dans ces conditions, il est impossible de fixer de façon certaine l'âge de la surface d'érosion ; elle peut avoir précédé le remblaiement, mais elle peut également s'être développée au sommet du même remblaiement.

Entre le plateau de 200 mètres et la Muga, s'interpose un palier atteignant parfois 1 kilomètre de large, à l'altitude moyenne de 100 mètres, développé sur les schistes et poudingues rouges garumniens.

On peut être tenté de rapprocher ces niveaux emboîtés des niveaux eustatiques classiques (100 et 180 mètres), mais avec cette réserve que le niveau supérieur, très différent des surfaces horizontales du Languedoc, a été probablement déformé puisqu'il s'élève jusqu'à 220 mètres et s'abaisse au-dessous de la ligne de rivage présumée de 180 mètres.

2° LE VERSANT SUD DE LA ZONE AXIALE ⁽¹⁾

Les formes du relief sont incompréhensibles, si on ne pose pas en principe que le granit est plus tendre que sa couverture sédimentaire normale, comprenant des calcaires noirs, des psammites ou des schistes rouges d'âge triasique et garumnien, plus tendre aussi que les calcaires crétacés inclus dans la nappe de l'Alfau qui chevauchent cette couverture normale.

Mais il faut distinguer ce qui se passe :

1° A l'ouest du Llobregat, où le relief est complexe, en raison de la présence d'un système de nappes (nappe de Viure et nappe de l'Alfau) et où les véritables aplanissements cycliques sont rares.

2° A l'est du Llobregat, où le socle ancien n'est bordé que d'un mince liseré de couverture sédimentaire normale et où les aplanissements cycliques sont très étendus (fig. 50).

A) A l'ouest du Llobregat. — Les lignes directrices du relief

(1) Carte militaire au 1 : 20.000, feuilles de Massanet, Darnius, la Junquera, Espolla.

sont constituées par des lames synclinales de poudingues et de calcaires pincées dans le massif granitique et mises en saillie par l'érosion différentielle (fig. 52). Ainsi se présente le chaînon de Darnius : à son extrémité nord-ouest, le Garumnien est déversé vers le sud et vient buter par faille contre le granit ; de part et d'autre, les vallées verdoyantes de l'Arnera et du Ricardell s'étalent largement déblayées dans le granit. Au sud-est de Darnius, un décrochement rompt la continuité de la bande permo-garumnienne ; aussitôt, un large col marécageux où l'arène glisse lentement remplace la barre calcaire. Plus à l'est, celle-ci plonge sous le Keuper de Viure, mais elle est relayée par le Montroig, îlot de schistes métamorphiques, dominant les collines granitiques très molles par où l'embranchement de Darnius vient rejoindre la route de la Junquera.

La vallée supérieure de l'Arnera est une large dépression correspondant au Batholite granitique qui s'inscrit en creux (400 à 600 mètres) entre le massif gneissique de Roc de France (1.400 mètres) et le rebord calcaire formant côte de la double nappe de l'Alfau (fig. 52). Le contact avec la couverture sédimen-

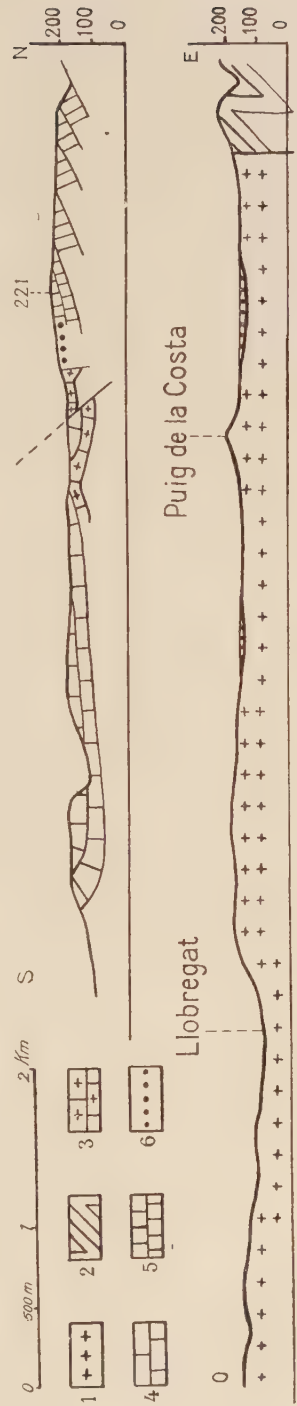


Fig. 51. — Coupes dans les surfaces d'érosion de l'Ampurdan septentrional.

1. Granit. — 2. Schistes primaires. — 3. Lias. — 4. Crétacé inférieur. — 5. Éocène. — 6. Cailloutis pliocènes (?).
En haut, coupe à travers le plateau d'érosion de Llers. En bas, coupe à travers la surface de Cantallops et l'« inselberg » du Puig de la Costa,

taire montre que nous n'avons pas affaire à l'exhumation de la pénéplaine pré-garumniennne, la pente du Permien et du Garumnien vers le sud est en effet très forte. D'autre part, le granit s'élève très haut sur le versant de la côte. Le creusement opéré à partir de la surface pré-garumniennne a été considérable, et c'est bien l'érosion différentielle qui a déblayé rapidement le granit, introduisant dans la montagne une grande zone de vie et de circulation qui va rejoindre au-delà de la frontière la zone symétrique du versant français, correspondant au Batholite de Saint-Laurent-de-Cerdans. Ce déblaiement est en grande partie l'œuvre d'un cycle ancien dont les restes descendent de 400 à 300 mètres entre Massanet de Cabrenys et le chaînon de Darnius, tandis que l'Arnera s'est encaissé d'une centaine de mètres au milieu des replats. Ils sont surmontés de buttes « inselberge » comme le Puig de Llosas. Mais l'influence lithologique s'exerce aussi indépendamment de toute évolution cyclique. L'altitude de la ligne de partage des eaux entre l'Ampurdan et le Roussillon atteint ses valeurs minima dans les deux sections où elle est constituée par du granit (700 mètres entre Las Illas et le Perthus, 850 mètres dans la région de Cous-toges).

Cependant une ligne de relief importante est constituée par du granit qui joue là de façon imprévue le rôle de roche dure. Il s'agit du rebord méridional de la Zone Axiale qui, depuis Puig Caragol jusqu'à la Sierra Llosas, constitue un abrupt rectiligne dont un coup d'œil rapide jeté du belvédère de N^a-S^a de la Salud permet d'apprécier la continuité (fig. 52). En face de Mas Riunalo la dénivellation est franchie au prix de cascades par les petits torrents qui rejoignent la dépression garumniennne qui précède la ligne de flexure. De l'autre côté, le versant nord s'abaisse lentement jusqu'à la vallée de l'Arnera et le chaînon de Darnius. La Muga passe derrière l'escarpement sans altérer l'allure générale du relief, si bien qu'à l'est de Puig Caragol, les points les plus hauts sont situés au voisinage de la rivière. De même, sur le méridien de Massanet de Cabrenys, la descente continue au delà de la rivière principale, si bien que les points les plus bas du plateau se trouvent près de l'affluent du ruisseau de Massanet.

Pour expliquer ce profil dissymétrique, il faut faire appel à deux ordres de considérations :

1° L'abrupt de la Llosas n'est pas composé d'un granit franc à biotite abondante comme celui de Massanet de Cabrenys ou de

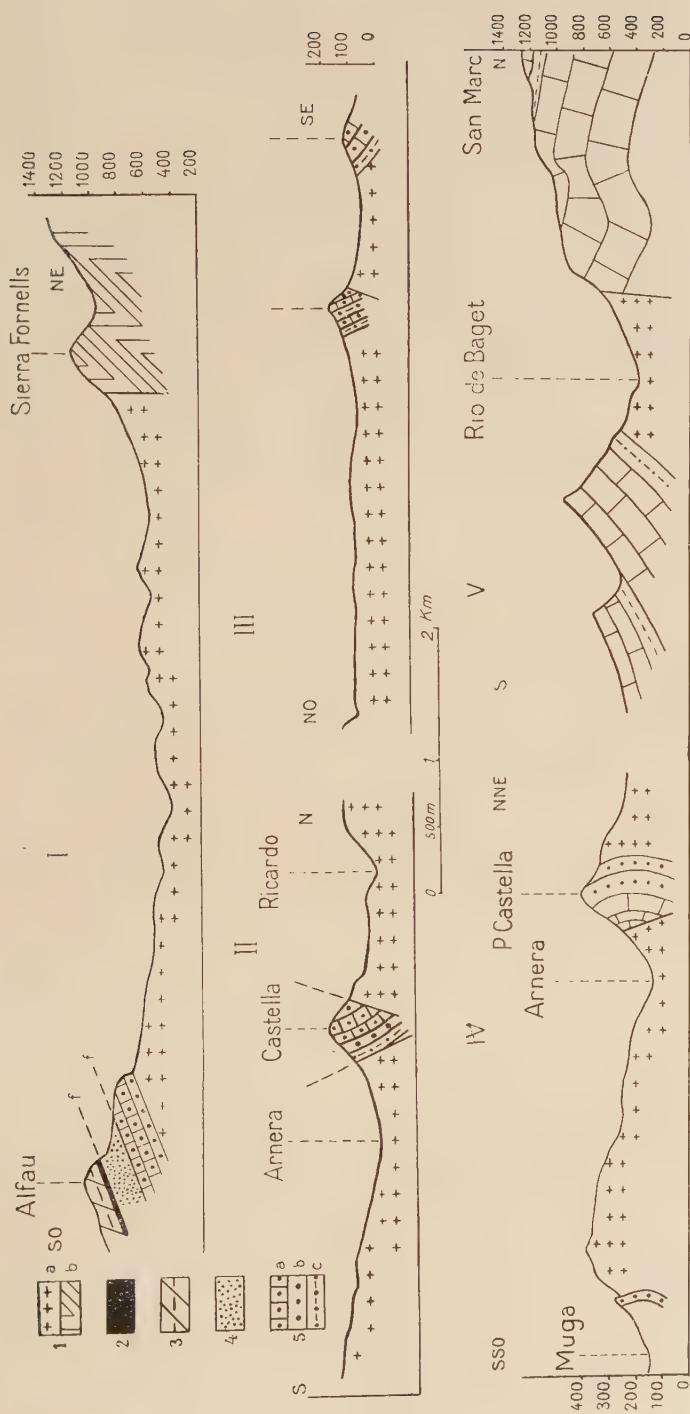


Fig. 52. — Coupes à travers la Garrotxa et l'Ampurdan du N.-E.

I. Soeic ancien : a, granit; b, schistes et gneiss. — 2. Keuper. — 3. Calcaires liasiques. — 4. Crétacé. — 5. Permo-trias et Garumnien de la couverture de la Zone Axiale : a, calcaires rouges; b, grès; c, schistes. — Les calcaires éocènes, figurés par de gros moellons, ne sont pas indiqués sur la légende.

I. Coupe à travers la vallée de Massanet de Cabrenys. II, III et IV. Coupes à travers le chaînon de Darnius. V. Coupe dans la région de Sant Anyol.

Saint-Laurent-de-Cerdans. Les éléments noirs y sont rares et transformés par une mylonitisation qui a débité la roche éruptive en bancs inclinés au nord.

2° Le versant en pente douce correspond sans doute à un bloc basculé vers le nord sans qu'il soit possible de préciser l'âge du cycle responsable du nivellement du bloc. Peut-être s'agit-il d'un aplanissement très ancien, car une surface développée sur le granit possède, comme nous l'expliquerons plus loin, la propriété de s'abaisser parallèlement à elle-même en conservant sa planité originelle.

Au delà des nappes de l'Alfau, recommence le régime des plis réguliers orientés est-ouest et intéressant surtout les couches éocènes qui culminent à 1375 mètres au pic calcaire de Basagoda. Mais, à plusieurs reprises, l'effort de plissement a été assez énergique pour ramener au jour le socle granitique dans le cœur des anticlinaux. Celui-ci donne trois boutonnières typiques encadrées de murailles calcaires : les boutonnières de Saint-Anyol, de Mas Farriol et du Rio de Baget (fig. 52). Dans tous ces cas, la dépression résulte bien du déblaiement facile du granit et non de sa couverture permo-triasique. En effet, d'un côté les calcaires éocènes butent par faille contre le socle ancien, de l'autre, les calcaires éocènes sont inclinés d'une trentaine de degrés au moins. Le fond de la boutonnière ne correspond donc pas à la surface approximative de la pénéplaine pré-triasique.

Ces constatations, qui nous ont permis de préciser le rôle de l'érosion différentielle et de l'érosion cyclique dans la topographie des régions situées à l'ouest du Llobregat, nous permettent maintenant de poser le problème de la formation du réseau hydrographique. Poser le problème seulement : quoi de plus capricieux, en effet, que le cours de la Muga ? Née au contact du socle ancien et de sa couverture sédimentaire, elle suit d'abord une vallée subséquente, puis se faufile, dans le système des plis est-ouest. Après un nouveau tronçon subséquent entre Albana et San Lorenzo de la Muga, elle rebrousse chemin vers le nord et pénètre vers le socle ancien comme pour rejoindre l'Arnera dont elle adopte ensuite la direction nord-est-sud-ouest à travers le système des écaillés de Viure. Cette incursion dans le massif ancien là où il se compose de granit résistant bien à l'érosion linéaire est certainement le trait le plus curieux de ce cours paradoxal. Elle ne peut pas s'expliquer par une capture, œuvre d'un affluent de l'Arnera, car celui-ci aurait suivi le chemin beaucoup plus facile de la dépression garumnienne. Il s'agit donc d'une épigénie. Mais où

est la couverture discordante ? Nous ne connaissons aucune trace d'un remblaiement récent à cette altitude (300 mètres au moins). Faut-il alors penser à une nappe de charriage aujourd'hui disparue, prolongeant celle de Viure ou de l'Alfau et sur la faite de laquelle la Muga serait née ?

B) A l'est du Llobregat: le versant sud des Albères. — Une coupe quelconque nord-sud fait apparaître immédiatement la dissymétrie fondamentale des Albères (fig. 53). Alors que leur versant français n'a que 6 à 8 kilomètres de large et tombe par des pentes raides sur le Roussillon, le versant espagnol développé sur une largeur double descend beaucoup plus lentement vers l'Ampurdan.

Cependant, cet abaissement progressif des lignes du relief s'opère de façon très différente de part et d'autre du méridien d'Espolla. La section orientale, modelée régulièrement dans les schistes, ne présente pas de documents morphologiques. Au contraire, la section occidentale, où prédomine le granit, conserve des fragments étendus de plateforme et son relief n'obéit pas aussi servilement à l'action du cycle actuel. C'est elle qui retiendra donc surtout notre attention.

Vu d'un observatoire éloigné, le versant sud des Albères, à l'est du Llobregat, se présente comme un vaste plan incliné venant insensiblement se fondre à la plaine alluviale. Au-dessus se dressent très brusquement des collines variant de 500 à 700 mètres dont le faite assez plat s'élève progressivement jusqu'à la frontière. Une analyse plus détaillée permet de reconnaître dans le plan incliné les éléments suivants :

1° Une surface d'érosion parfaite, développée sur le granit, au sud de Cantallops, mesure environ 5 × 4 kilomètres (fig. 51). Dans sa section centrale, elle s'abaisse du nord au sud de 200 à 100 mètres; elle porte un mince placage d'alluvions granitiques et schisteuses dont l'épaisseur est inférieure à 1 mètre, tandis que le pic de la Costa, petite pyramide d'une quarantaine de mètres, la domine de ses pentes raides avec une allure d'inselberg. Par tous ces caractères elle se rapproche des « surfaces de pédiments » étudiées dans l'ouest américain. Certains ruisseaux se traînent encore à fleur de sol, tandis que d'autres s'encaissent de quelques mètres. Vers l'ouest, la surface s'élève lentement jusqu'à 200 mètres en perdant un peu de sa régularité, tandis que les chicots rocheux se multiplient. Elle se termine au-dessus du Llobregat par un versant abrupt rectiligne. Vers l'est, elle est

limitée par une longue échine de schistes métamorphiques mis en saillie par l'érosion différentielle. La rupture de pente correspond fidèlement au contact des deux terrains.

2° Vers le sud, la surface d'érosion perd sa rigidité et se résoud en une *surface de dégradation lente* (1), juxtaposition de cuvettes étagées sans signification cyclique. Les vallées s'enfoncent progressivement en présentant une alternance de dilatations et de verrous rocheux où l'on trouve souvent les cotes maxima malgré la proximité de la rivière. C'est ce qui se passe, par exemple, le long de la Riera Torrellas qui unit trois cuvettes séparées par la Sierra Llobregat et le Puig Gros. La cuvette de Capmany, vers 90-100 mètres est la plus étendue. A l'aval les versants se rapprochent sans que la section mûre d'amont soit prolongée par des replats cycliques. Cette surface de dégradation lente a évidemment pour point de départ la surface d'érosion de Cantallops rajeunie progressivement par des cours d'eau faible et agissant sur une roche très sensible à la décomposition chimique.

3° L'affleurement de schistes métamorphiques, qui domine les cuvettes granitiques, s'élargit vers le sud. Là il est tronqué par une surface d'érosion rigide descendant de 200 mètres à 160 mètres et portant même un petit étang. Il s'agit d'un niveau très légèrement supérieur à celui de la surface de Cantallops.

4° A l'est de l'affleurement de schistes métamorphiques, réapparaît une large tache de granit. Elle est occupée en grande partie par une belle surface de dégradation lente s'abaissant de 260 à 150 mètres au pied de la crête de Castellar. Peut-être dérive-t-elle d'une surface cyclique dont les restes seraient représentés par des replats vers 280-300 mètres, d'ailleurs assez mal conservés. Ce relief mou est dominé par une crête atteignant 500 mètres de hauteur et correspondant en partie au contact avec l'auréole métamorphique.

Au sud ces plans inclinés plongent insensiblement jusqu'aux surfaces alluviales de l'Ampurdan, sauf là où elles rencontrent les restes de la couverture sédimentaire garumnienne et permotriassique. Dans la Sierra de l'Altrera, calcaires et poudingues fortement redressés dominent les dépressions voisines facilement déblayées dans le granit. Orientées par une dislocation perpendiculaire, les couches du Puig de la Garrigua plongent plus fai-

(1) P. Birot. *Remarques sur la morphologie des Pyrénées-Orientales*. Bull. Ass. Geog. Fr. 1932.

blement si bien que l'angle de la surface pré-triasique et du niveau 160 n'est pas très considérable.

Vers le Llobregat, la surface de Cantallops se relève insensiblement jusqu'à 200 mètres. Là le plateau se termine par un abrupt de failles reconnaissable encore qu'émoussé, dominant la vallée du Llobregat.

Entre la Junquera et le Pont de Capmany, celle-ci est en effet très dissymétrique; la rive gauche forme un abrupt continu, échancré de ravins peu nombreux, qui monte tout de suite jusqu'à 160-200 m. puis redescend doucement vers l'est. Sur la rive droite, au contraire, la vallée se rétrécit et se dilate tour à tour:

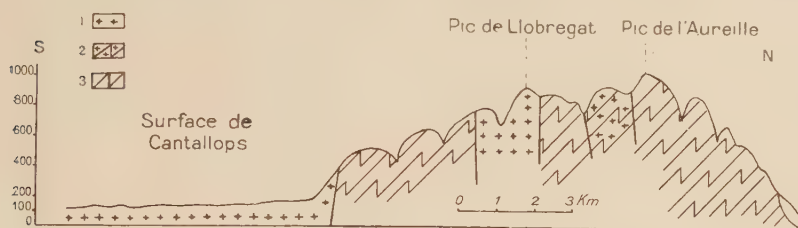


Fig. 53. — Coupe montrant la dissymétrie des Albères

1. Granit. — 2. Gneiss granitisés. — 3. Gneiss.

le plus remarquable de ces élargissements est une faille à regard occidental, parallèle à l'accident limitant le massif de la Mare de Deu del Mont et dénivelant deux blocs granitiques inclinés vers l'est. La pente longue des deux blocs a été abaissée par des cuvettes de dégradation lente, tandis que l'escarpement de faille conservait une fraîcheur relative selon une loi qui sera explicitée plus loin (p. 289). Ce grand accident transversal qui a guidé le Llobregat se poursuit d'ailleurs plus au sud : c'est lui qui sépare les poudingues et schistes rouges de Castell Coma de Fana des monticules granitiques de la rive gauche. Il faut remarquer enfin que le rebord du plateau Llers-Figueras vient se placer rigoureusement dans la prolongation de la même ligne.

L'évolution la plus probable paraît être la suivante :

1° Développement très problématique d'un niveau cyclique dont les points les plus hauts seraient 280-300 mètres ;

2° Développement d'un niveau cyclique 200-160 mètres sur les schistes métamorphiques ;

3° Légèrement en contre-bas, formation de la surface de

Cantallops, sans doute dans des conditions de climat semi-aride.

4° Failles NNW-SSE.

5° Rajeunissement progressif des surfaces cycliques par les surfaces de dégradation lente.

Mais cette solution n'est pas à l'abri de toute critique. L'âge relatif de l'accident du Llobregat par rapport à la surface de Cantallops ne peut être, en effet, déterminé de façon sûre. La pente douce par laquelle la surface d'érosion s'élève jusque vers 200 m. correspond soit à un mouvement de bascule, soit à une surface de dégradation lente raccordant la surface de Cantallops au niveau supérieur. Dans ce dernier cas, la faille du Llobregat pourrait avoir un âge plus ancien, et son escarpement serait alors exhumé d'une couverture disparue.

Quoi qu'il en soit, la dissymétrie du relief des Albères se laisse maintenant expliquer de façon satisfaisante. Elle résulte de deux causes :

a) Cause tectonique. Les Albères, comme Roc de France, se terminent vers le nord par des escarpements de faille, tandis qu'elles descendent doucement vers le sud partout où la roche est homogène. Ce fait essentiel subsiste quel que soit l'âge des accidents transversaux affectant ce bloc basculé.

b) Cause lithologique : la prédominance sur le versant nord des gneiss peu favorables au développement et à la conservation des surfaces d'érosion, tandis que sur le versant sud le granit affleure sur de larges étendues, avec des propriétés inverses.

La Sierra de Roda. — L'influence, sur le relief, de failles récentes est encore plus visible dans la Sierra de Roda. Il s'agit d'un bloc dissymétrique descendant assez lentement vers l'est et présentant son altitude maxima à l'ouest (669 mètres à la chapelle de Roda). Puis une chute brusque conduit à moins de 100 mètres au-dessus du niveau de la mer. Ce rebord rectiligne, taillé dans les granites gneissiques et orienté NNE-SSO, suggère un escarpement de faille. D'ailleurs, il est précédé par des pointements basaltiques qui percent sous les alluvions de la plaine. Le contact est moins brutal dans les Sierras schisteuses de Rosas et de Vilajuïga. Mais dans aucun cas on ne retrouve l'équivalent des basses surfaces d'érosion de Cantallops et de Llers. Au sommet du bloc soulevé, les seuls vestiges d'aplanissement atteignent 490 mètres au nord de la chapelle de Roda. Tout se passe comme s'ils avaient

été exhaussés par la faille et, pour la plus grande partie, détruits par l'érosion. ⁽¹⁾

Ces faits sont à rapprocher de la découverte, faite par Pruvost ⁽²⁾, d'une faune froide du quaternaire ancien à une profondeur sous-marine de 200 mètres au large du cap Creus. Ce chiffre est de beaucoup supérieur à l'abaissement eustatique du niveau marin même. si l'on tient compte de l'épaisseur d'eau sous laquelle les coquilles devaient vivre. Il semble donc que leur position actuelle soit due à un effondrement récent.

(1) O. Mengel signale une plage fossilifère sur les croupes schisteuses au nord de Rosas, située à 100 mètres d'altitude. Il la rapporte au niveau eustatique correspondant. Selon lui, le massif de Roda serait donc resté stable depuis cette époque. D'après des indications aimablement fournies par l'auteur, nous avons retrouvé le dépôt en question. Il s'agit de coquilles marines éparses sur les débris de schistes dans des champs cultivés, absolument semblables à celles de la plage actuelle; aux alentours, aucune trace de replats ni de falaises. Dans ces conditions, on peut se demander si les coquilles n'ont pas été apportées par des paysans pour amender le sol, en même temps que du sable et des cailloux roulés qu'on trouve disséminés sur les champs voisins. C'est d'ailleurs l'opinion d'un certain nombre des gens du pays, sans qu'ils puissent citer cependant un exemple récent de cette pratique agricole.

(2) Voir l'interprétation de M. Gignoux, *les Formations marines quaternaires et pliocènes de l'Italie du Sud et de la Sicile*, Lyon, 1913.

CHAPITRE III

LE RELIEF DES PAYS DE L'AGLY ET DE LA BORDURE NORD-OUEST DU ROUSSILLON

Les pays de l'Agly et la bordure nord-ouest du Roussillon juxtaposent à peu près tous les types de structure et de relief du front est des Pyrénées.

A l'ouest, dans la région de l'Agly supérieur, les reliefs (barres calcaires, massifs granitiques pincés dans la couverture sédimentaire, et dépressions marneuses) s'ordonnent comme les plis suivant la direction pyrénéenne est-ouest. A l'est, sur la bordure du Roussillon proprement dite, la direction NE-SO prévaut, alignant chaînes et plateaux calcaires, qui dominent le paysage. Au contact des deux zones, s'étalent les larges bassins de Tuchan et d'Estagel, très différents, par leurs contours irréguliers, des dépressions marneuses dirigées, excavées dans l'Albien.

Les niveaux des pays de l'Agly (carte n° 54)

Les grandes divisions du relief sont très simples et sont déterminées par la répartition des terrains. On distingue : 1° le massif granitique de la Roque Jalère, où la forme de plateau domine ; 2° un synclinal perché de calc-schistes albiens et de calcaires métamorphiques aptiens (le synclinal de Boucheville) ; 3° puis vient un plateau granitique : c'est le massif de l'Agly proprement dit ; 4° enfin, le synclinal de Fenouillet, où les schistes albiens, non métamorphiques cette fois, sont largement excavés et encadrés par deux barres de calcaires aptiens. Ce coup d'œil d'ensemble nous permet de saisir tout de suite les deux traits essentiels du relief : il y a des aplanissements sur le granit, mais sur le granit seulement, et les calcaires sont partout en saillie.

Du Mont Saint-Jean, sur la crête de Boucheville, on embrasse commodément du regard le bloc de granit qui va jusqu'à la Têt, et l'on distingue un grand plan incliné s'élevant depuis Montalba

(430 mètres) jusqu'au delà de Campoussy (700 mètres). Au sud, l'horizon est barré par un relief résiduel : c'est le massif de Roque Jalère — cote 765 — qui détache en avant de lui des buttes pyramidales posées sur la surface d'érosion que nous appellerons



Fig. 54. — Carte morphologique des pays de l'Agly

1. Surface du plateau de Latour. — 2. Reliefs résiduels de calcaires et de calcschistes albiens et aptiens. — 3. Principaux « inselberge ». — 4. Cirque de Tarerach et niveau de l'Hourteill (cycle III). — 5. Niveau de Montalba : a) surface rigide ; b) surface vallonnée (cycle II). — 6. Niveau de la Roque Jalère : a) surface rigide ; b) surface vallonnée (cycle I).

Les chiffres indiquent, en décimètres, l'altitude des surfaces d'érosion.

« surface de Montalba », localité où elle est particulièrement bien réalisée (fig. 54). Le vieux château est situé sur un des monadnocks, aux flancs abrupts d' « inselberg », qui s'élève au milieu des vignes.

Un examen plus attentif y fait soupçonner l'existence de

plusieurs épicycles travaillant en fonction de niveaux de base voisins. Un premier ensemble de formes planes descend de Campoussy à Tréviach (700-600). Une série de cuvettes juxtaposées, formant une « surface de dégradation lente », le raccordent à la surface de Montalba proprement dite. De même, le fond très plat de l'amphithéâtre de Tarerach (500 mètres) s'inscrit à une cinquantaine de mètres en dessous du niveau général du plateau, tout en paraissant dépendre du même niveau de base que la surface de Montalba.

Mieux individualisé, le cycle du ruisseau de l'Hourteill a façonné une vallée mûre au sud de Bélestat, vers 300 mètres ; des replats la prolongent à l'aval, entaillés en gorges par le ruisseau qui dégringole rapidement pour rejoindre la Têt.

Au-dessus de la surface Montalba-Campoussy, subsistent les traces de formes séniles anciennes : paliers tourbeux vers 1.050 mètres, que suit la route de Prades à Sournia, et, plus loin vers l'ouest, pâturages onduleux du Pilat-de-Roussillon (1.200 m.) (cycle I).

Au nord de la crête de Mont-Saint-Jean, le massif granitique de l'Agly porte également des aplanissements que nous sommes obligés de décrire en détail en raison des imperfections de la carte topographique.

A l'ouest de l'Agly, nous groupons, en raison de leur continuité, un ensemble de formes : un socle qui porte la crête 589, puis un dédale de grosses bosses arrondies culminant vers 550 mètres ; au sud, au contact avec les calcschistes, la Désix et l'Agly entaillent une série de replats qui correspondent à un niveau fluvial de 390 mètres ; au sud de la Tour de France, un gradin continu, mais de pente transversale assez forte, porte le village de Cassagnes et le hameau de Cuchoux (310-270 mètres) ; une rupture de pente concave creusée dans le gneiss le sépare d'une crête résiduelle sinueuse (540 mètres). Quelques ruisseaux coulent encore à la surface, avant de s'encaisser dans la vallée très profonde de l'Agly. Moins net parce que taillé dans les schistes, le gradin continue vers l'est, à travers les bois, jusqu'au col de la Bataille. Au nord de l'Agly, on note des formes cycliques homologues : la crête calcaire qui limite le synclinal de Fenouillet domine les surfaces adoucies de Lesquerde (365 mètres), parsemées de buttes résiduelles, dont le type est la cote 405, véritable « inselberg ». Un ruisseau coule lentement à la surface du sol : en 1 kilomètre 5, il descend de 15 mètres, ce qui est une pente faible pour un cours d'eau insignifiant. Avant la Borde-Neuve,

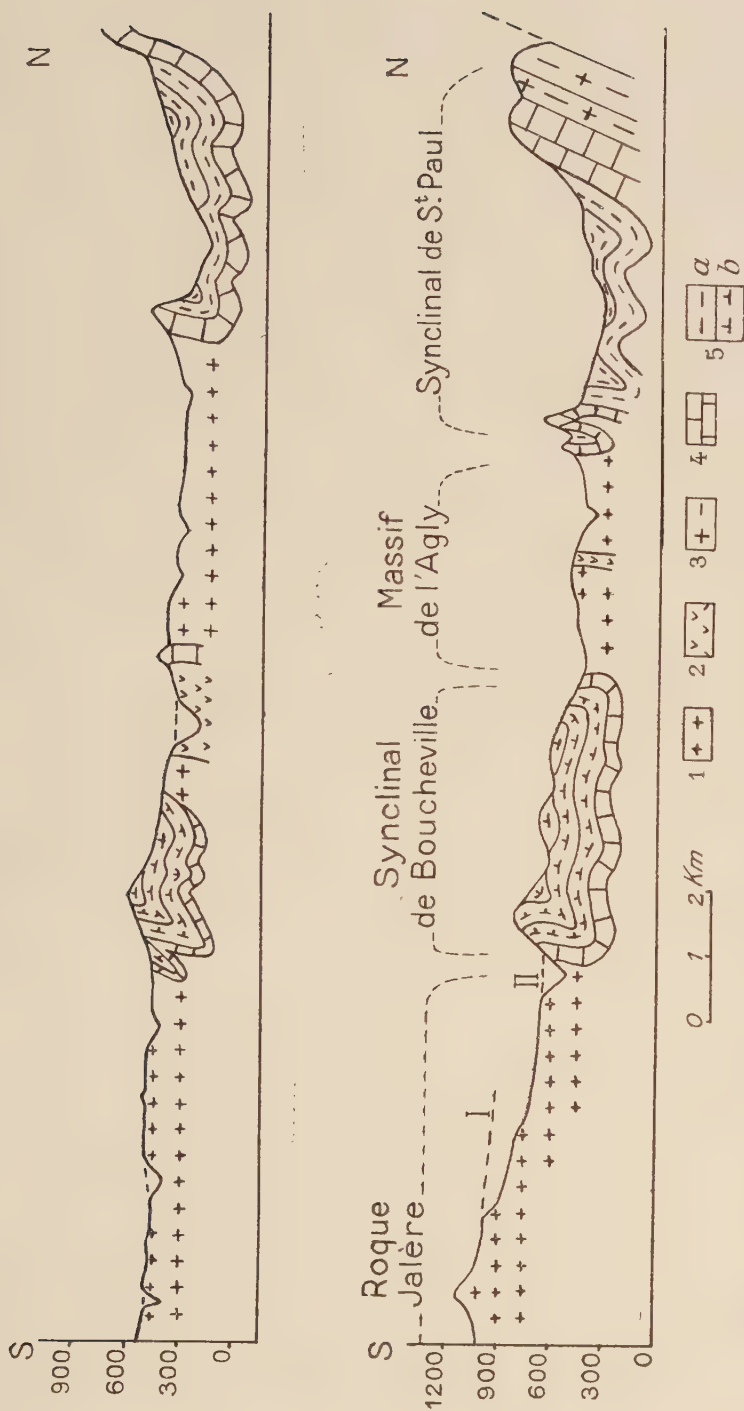


Fig. 55. — Deux coupes à travers les pays de l'Agly.

1. Granit. — 2. Gneiss. — 3. Jura-Lias. — 4. Calcaires urgo-aptiens métamorphiques. — 5. Albiens : a, marnes; b, calc-schistes. — Sur la coupe supérieure, le trait discontinu indique la reconstitution de la surface de Montalba. Sur la coupe inférieure, on a reconstitué : I. Le niveau de la Roque Jalère. — II. Le niveau de Montalba.

il s'encaisse, tandis que les replats l'accompagnent jusque vers 300 mètres.

Ces derniers chiffres ne peuvent être retenus si l'on essaie de déterminer le niveau de base correspondant à la période d'aplanissement. Il est peu vraisemblable, en effet, que, le long d'un ruisseau aussi insignifiant, les versants aient évolué, depuis l'aval jusqu'à la tête de source, vers la sénilité complète. La section amont de son talweg n'est pas une vallée vieille, mais, au contraire, une vallée infantile, développée par un rajeunissement lent d'une surface d'érosion plus rigide dont on évaluera plus exactement l'altitude en cotant la rupture de pente à la base de

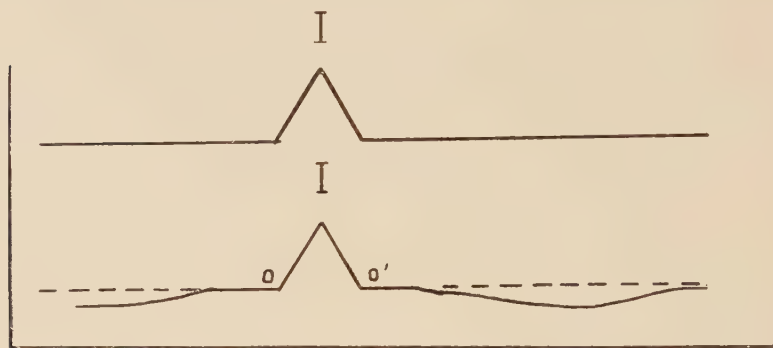


Fig. 56. — Profil transversal d'une surface rigide à « inselberg » subissant un commencement de rajeunissement

En haut, la surface rigide primitive.

En bas, la surface subissant un rajeunissement lent sous l'action d'un petit cours d'eau.

l'inselberg 405 (fig. 57). En effet, une surface d'érosion rigide ne se rajeunit pas uniquement par l'érosion régressive, tandis que la section sénile d'amont resterait figée. Celle-ci commence, au contraire, à s'enfoncer lentement, tout en conservant des versants évasés, en raison de la faiblesse du débit et de la pente, avant que la vague d'érosion établie en fonction du niveau de base ait réussi à l'atteindre. Ce rajeunissement lent a pour cause, soit un angle entre la pente originelle de la surface rigide et le profil d'équilibre du drainage linéaire, soit un léger mouvement de bascule gauchissant la surface en même temps qu'il la soulève. C'est ce dernier cas qui semble réalisé sur beaucoup de blocs basculés du Massif Central (Tanargue, etc.), où la partie supérieure des cours

d'eau est légèrement encaissée dans une pénéplaine éogène post-hercynienne, tandis que la section d'aval s'enfonce rapidement. Nous rejoignons ici la pensée de A. Meynier, qui cite, dans le Lévezou, des exemples de rivières dont la pente se modèle en quelque sorte sur celle des blocs gauchis. Le profil longitudinal de ces sections d'amont infantiles sera toujours légèrement convexe, à cause de la force croissante du débit ; il présente ensuite, au contact de la vague régressive, une rupture de pente assez marquée; mais celle-ci n'aura aucune signification (fig. 57). D'une façon générale, toutes les fois qu'un talweg mûr peu important ne sera pas précédé, à l'amont, d'une section jeune,

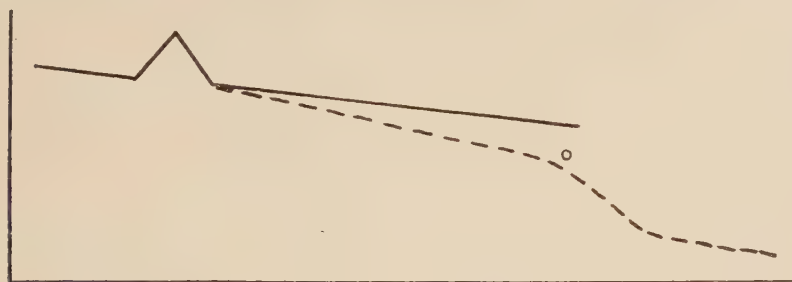


Fig. 57. — Profil longitudinal d'une surface rigide à « inselberg » subissant un rajeunissement lent sous l'action de l'érosion linéaire

Le profil du cours d'eau est indiqué en trait discontinu.

on ne devra pas utiliser son profil pour la reconstitution des anciens cycles.

Toutes ces formes du massif de l'Agly peuvent être rapportées au cycle de Montalba. Si les altitudes sont généralement inférieures à celles du bloc méridional, on peut le mettre sur le compte d'un affaissement axé sur la vallée de l'Agly et s'accroissant vers la dépression d'Estagel.

Dans tous les cas, ces surfaces n'ont qu'un développement limité aux affleurements de granit qui se comporte comme une roche plus tendre. La forêt de Boucheville est un synclinal perché entre deux masses granitiques émoussées. Le profil dissymétrique de la haute vallée du Désix, en amont de Sournia, est significatif; le versant droit granitique s'allonge en pente douce et se décompose en nombreux replats dont beaucoup n'ont évidemment pas de valeur cyclique, tandis que le versant gauche, taillé dans le Crétacé, est beaucoup plus raide. A la base, on voit une lame

de calcaire aptien chevauchée par le granit, se laissant rapidement exhumer de sa couverture cristalline sous la forme d'un mur blanc découpé en facettes. Partout, les surfaces du massif de l'Agly s'arrêtent contre les lames calcaires ébréchées du synclinal de Fenouillet : elles respectent également les chicots pittoresques des « serres » de Vergès. N'est-ce point la vieille habitude de considérer le granit comme la roche la plus dure qui a conduit inconsciemment Léon Bertrand à faire flotter le massif de l'Agly sur le Crétacé ? Les interprétations tectoniques actuelles ne nous laissent pas d'autre solution qu'une inversion de relief réalisée dans un bloc de granit.

La bordure nord-ouest du Roussillon (1)

Sur la bordure nord-ouest du Roussillon, au contraire, des surfaces d'érosion comparables, par leur altitude, à celles du massif de l'Agly, nivellent les roches calcaires.

1° Elles sont, en général, fortement inclinées, soit vers le Roussillon, soit vers les bassins intérieurs d'Estagel et de Tuchan. Malheureusement, l'étude détaillée de ces niveaux est rendue très difficile par les imperfections de la carte d'état-major (feuilles Perpignan nord-ouest et Quillan nord-est), et aussi des cartes géologiques correspondantes. Cependant, l'étude du terrain permet de mettre en évidence les faits suivants :

a) Entre l'Agly inférieur et le causse d'Opoul, un vaste plan incliné descend de 250 à 150 mètres ; il tronque les calcaires aptiens plus inclinés que lui. Vers l'est, il devient difficile de le distinguer de la surface structurale des calcaires aptiens exhumés des marnes gargasiennes.

b) Au sud de l'Agly, on trouve les restes, très bien conservés aux environs de Calce, d'une surface d'érosion descendant de 250 à 200 mètres et tronquant les assises liasiques énergiquement plissées, suivant des modalités dont la carte géologique ne laisse pas soupçonner les complications.

c) Autour du bassin d'Estagel, descendent, en convergeant, des surfaces planes. A l'ouest, on rencontre le plateau qui porte la cote 417, entre l'Agly et le ruisseau de Maury. Sa partie orientale pourrait être considérée comme une surface substructurale de calcaires aptiens ; mais, au nord-est de la cote 417, les calcaires liasiques, redressés à la verticale, sont tranchés. De même, de part

(1) Quillan S.-E., Perpignan S.-O.

et d'autre du Verdoube, les surfaces planes s'abaissent vers le sud-ouest ; elles cotent 200 mètres au pied de la Tour de Tautavel et 170 mètres sur la rive droite du Verdoube. Ce ne sont pas des surfaces structurales, car elles recoupent des plis à noyau liasique. Rappelons enfin que, développé sur les gneiss, le gradin de Cassagnes descend lui aussi rapidement vers Estagel.

d) Même phénomène au sud et à l'est du bassin de Tuchan. La longue croupe calcaire et rigoureusement plane qui, à l'ouest de Vingrau, descend de 350 à 200 mètres, mérite un examen particulier. On pense d'abord à une surface substructurale cor-

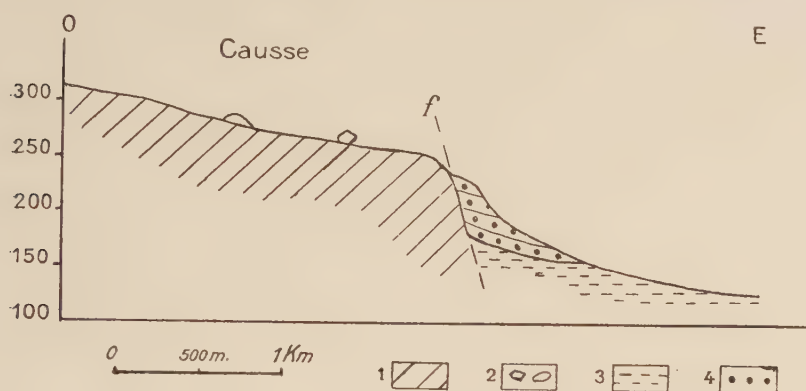


Fig. 58. — Coupe du causse de Thuir

1. Socle de calcaire dévonien. — 2. Conglomérats à organismes marins épars sur le plateau. — 3. Astien continental (marnes concrétionnées). — 4. Brèches rouges. — F, faille probable postastienne.

respondant au sommet de l'anticlinal en « champignon » qui affecte les calcaires aptiens. Cependant, certains indices laissent soupçonner qu'il s'agit également d'une surface d'érosion : au sud-ouest de Vingrau, les trois assises aptiennes inclinées vers le nord-ouest sont tronquées. A l'ouest de Paziols, les couches liasiques et crétacées formant la prolongation du chaînon de Saint-Paul-de-Fenouillet donnent un système de croupes très molles plongeant vers l'est-nord-est.

e) Le causse de Thuir.

Les calcaires dévoniens du causse de Thuir ont conservé la trace de surfaces tronquant les plis hercyniens d'axe est-ouest. Leur pente transversale est forte, 300 à 250 mètres en face de

Mas-Aragon, 320 à 270 mètres en face de Thuir. Mais elles se terminent au dessus de la plaine par une falaise entaillée de ravins très jaunes, ce qui exclut toute hypothèse de surbaissement. Une butte quadrangulaire a échappé au nivellement du massif calcaire; c'est celle qui porte la cote 443 du signal (fig. 58).

Ainsi, l'analyse des niveaux périphériques du Roussillon donne des résultats très différents de ceux du Languedoc. Au lieu de surfaces horizontales sur de grandes étendues et disposées en étages, on trouve des plans inclinés aboutissant à des cotes variables. Leur profil transversal très tendu ne semble pas dans sa position originelle. La valeur de la pente, acceptable pour une surface d'érosion de piedmont développée dans des roches cristallines, paraît trop forte, étant donnée la nature calcaire du substratum. Il est vraisemblable de l'attribuer à un gauchissement ultérieur accusant la persistance des déformations sur les bords de la zone d'effondrement du Roussillon et de la cuvette d'Estagel ⁽¹⁾.

Le remblaiement des cuvettes intérieures et le réseau hydrographique

L'étude du remblaiement pliocène fournit également la preuve de ces déformations récentes.

L'ampleur et la planité des cuvettes alluviales de Tuchan et d'Estagel apparaissent dès l'abord comme un phénomène anormal que ne suffit pas à justifier l'affleurement de quelques formations tendres : couches rouges triasiques, schistes liasiques, grès du Crétacé supérieur dans le bassin de Tuchan, et schistes liasiques dans le bassin d'Estagel. Elles sont, en effet, entremêlées d'assises très résistantes qui plongent doucement sous les alluvions modernes (calcaires dolomitiques jurassiques et calcaires aptiens).

La présence de dépôts détritiques attribués en toute vraisemblance au Pliocène et fossilisant tous les versants, fournit une première amorce d'explication. L'érosion récente n'a eu aucune peine à débayer ces couches meubles dont on trouve des restes jusqu'à 370 mètres au nord de la route de Vingrau à Tuchan.

(1) Les premiers aplanissements horizontaux pouvant être comparés à ceux du Languedoc se rencontrent vers 180-200 mètres de part et d'autre de la vallée de Fitou : ils ne sont pas structuraux, car ils nivellent des calcaires tantôt jurassiques, tantôt aptiens, et de résistance comparable. Il est malheureusement difficile de vérifier le pendage des couches en raison de la structure massive des assises.

Les cuvettes sont donc en grande partie des formes exhumées. Mais cette constatation ne fait que déplacer le problème dans le temps. Il reste à comprendre la localisation du remblaiement en ces deux points. L'hypothèse d'un affaissement pré-pliocène peut y aider. Il est remarquable que les deux dépressions coïncident avec l'interférence de plis perpendiculaires, les uns ESE-ONO (synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet et de l'Agly inférieur), les autres NNE-SSO (plis des Corbières orientales). Elles sont installées aux points faibles d'une structure très compliquée, surtout dans le cas du bassin de Tuchan, où il est difficile de démêler ce qui revient à la tectonique pré-cénomaniennne et à la tectonique pyrénéenne, et dont la carte fournit une image peu intelligible. Ces mouvements ont continué après le dépôt des couches pliocènes : au sud de Paziols, on peut voir des assises alternées de conglomérats à éléments très bien roulés et d'argile inclinées, vers le nord, d'une vingtaine de degrés. La régularité de la stratification, qui comprend des bancs lacustres avec restes de sols fossiles, montre que ce pendage n'est pas originel.

La large dépression déblayée dans les marnes du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet a été également fossilisée par le remblaiement pliocène, ainsi qu'en témoigne un lambeau de calcaire lacustre qui subsiste à 4/40 mètres au nord de Prugnanes.

L'ampleur du remblaiement explique la surimposition du réseau hydrographique dont le Verdoble offre un exemple remarquable ; après avoir traversé le bassin de Tuchan, la rivière perce la longue croupe calcaire qui chevauche les marnes albiennes à l'ouest de Vingrau. Par deux fois, elle dédaigne la large dépression schisteuse, semée de cailloux pliocènes, qui lui permettrait de rejoindre directement l'Agly ; celui-ci n'est atteint enfin qu'à l'extrémité d'une longue gorge sinueuse creusée dans les calcaires aptiens et les dolomies jurassiques. La rivière divaguant au sommet du remblaiement pliocène a été évidemment repoussée vers l'est, puis s'est encaissée sur place.

En revanche, le tracé de l'Agly demeure une énigme.

Après avoir suivi une partie du synclinal de Soulatge rempli de Crétacé supérieur, la rivière tourne à angle droit vers le sud, et franchit, dans les gorges de Galamus, le front du chevauchement nord-pyrénéen, puis le synclinal albien de Saint-Paul-de-Fenouillet, pour pénétrer enfin dans le massif granitique, où elle prend une direction à peu près parallèle aux plis. L'hypothèse d'un système de captures se révèle d'abord peu efficace. On peut concevoir qu'une rivière suivant les roches tendres du large et

profond synclinal de Saint-Paul ait capturé le talweg du synclinal de Soulatge, coupé de dislocations transversales. Mais on ne s'explique pas qu'elle ait été attirée à son tour par un cours d'eau enfoncé dans le socle ancien ; le granit est certainement plus dur que les marnes albiennes de Saint-Paul, surtout vis-à-vis de l'érosion linéaire d'une grande rivière. On pense alors à un phénomène de surimposition. Mais, pour justifier la percée à travers la barre calcaire méridionale, il faut faire monter le remblaiement nécessaire jusqu'à 550 mètres au moins, cote supérieure d'une centaine de mètres à celle du calcaire lacustre de Prugnanes. Reste l'hypothèse de l'antécédence. Dans sa section nord-sud, l'Agly se serait enfoncé au fur et à mesure dans la formation des plis. De même, le tracé de l'Agly en baïonnette à travers le massif granitique doit être très ancien ; plusieurs segments longitudinaux sont parallèles aux lames synclinales de calcaire crétacé. La rivière semble guidée par les plis très serrés d'une couverture sédimentaire presque entièrement disparue. En s'enfonçant dans le granit, elle a conservé cette direction d'autant plus facilement que les plis se répercutaient sans doute dans des zones de broyage du soubassement hercynien. Ainsi, là où l'Agly est adapté à la structure, c'est à une structure effacée.

Cependant, la structure actuelle va peut-être reprendre ses droits. Le ruisseau de Maury, drainant la partie orientale du synclinal de Saint-Paul, a l'avantage sur l'Agly qui effectue un grand détour en roches dures. Sa tête de source n'est plus séparée de la rivière principale que par un seuil insignifiant à 267 mètres. A 1.500 mètres à peine du col, il s'est déjà enfoncé à 209 mètres, tandis que l'Agly, à Saint-Paul-de-Fenouillet, cote 237 mètres. Une capture est donc imminente. On peut même se demander pourquoi elle ne s'est pas produite plus tôt.

L'âge des niveaux ⁽¹⁾

Contrairement à ce qu'on pourrait d'abord espérer, la présence de cailloutis pliocènes jusqu'à de grandes altitudes ne

(1) Note ajoutée en cours d'impression :

Nous venons de prendre connaissance de l'étude synthétique rédigée par A. J. Pannekoek : *Die jungtertiäre morphologisch-tektonische Entwicklungsgeschichte der östlichen Pyrenäen*. (Association pour l'étude géologique de la Méditerranée occidentale, vol. III, n° 4. Barcelone, 1937.)

L'auteur distingue dans la vallée du Tech et de la Tet toute une série de niveaux emboîtés, dont l'existence est fort problématique. Il attribue le plus développé au Plaisancien, en se fondant sur le faciès marneux de cet

permet de tirer aucune conclusion certaine quant à l'âge des niveaux d'érosion voisins. Tantôt, les cailloux sont plaqués sur des versants assez raides dont l'ascension conduit aux surfaces d'érosion (c'est le cas des cailloux de Paziols par rapport à la surface de Vingrau, et des assises détritiques d'Ille-sur-Têt, adossées au massif granitique qui porte la surface de Montalba); tantôt, ils recouvrent les portions les plus déprimées de ces niveaux (près du confluent du Verdoube et de l'Agly). Ces relations équivoques ne permettent pas de démêler si les niveaux sont antérieurs au remblaiement pliocène, s'ils se sont formés au cours de ce remblaiement ou s'ils lui sont postérieurs. Nous inclinerions, cependant, à assigner un âge prépliocène à la surface de Montalba, parce que les cailloux du remblaiement pliocène qui le flanquent sont de plus en plus grossiers au fur et à mesure qu'on s'élève, ce qui semble indiquer qu'elle ne s'est pas formée en fonction du sommet du remblaiement. On peut supposer encore qu'elle tranche à la fois granit et pliocène, solution qui sera adoptée par les tenants des théories eustatiques. Mais on ne connaît pas les « dépôts corrélatifs » d'une telle période d'érosion placée entre le Pliocène et le Quaternaire. L'extension des aplanissements, en grande partie indépendante du réseau hydrographique actuel, donne d'ailleurs l'impression d'un épisode assez ancien.

De même, sur le causse de Thuir, on peut attribuer avec quelque vraisemblance à l'époque prépliocène la surface 300-260 mètres (fig. 58). Elle porte, en effet, des fragments de conglomérats à organismes marins ⁽¹⁾, appartenant, comme nous le verrons plus loin, à la transgression plaisancienne-astienne. Le niveau se termine par un talus abrupt tombant sur le Roussillon et qui suggère l'existence d'un escarpement de faille. L'Astien continental arrive jusqu'à quelques centaines de mètres à peine de la muraille, sous un faciès extrêmement fin (argiles charbonneuses et marnes concrétionnées). Ce sont là des dépôts de marécages, sans profondeur, asséchés périodiquement. La tranche d'eau était insuffisante pour assurer le triage des éléments grossiers s'il s'en était présenté. Il est donc probable qu'à ce moment-

étage. En réalité, celui-ci ne signifie pas que la topographie contemporaine ait possédé des caractères séniles; il s'agit d'un dépôt de mer assez profonde, envahissant un relief assez irrégulier, comme on peut le vérifier sur tout le pourtour de la Méditerranée. Nous avons déjà souligné, page 7, combien il est dangereux de se fier aux sédiments marins ou lacustres pour la restitution du relief synchrone.

(1) Signalés pour la première fois par O. Mengel, mais qui leur assigne un âge différent; voir plus loin, p. 261.

là l'escarpement de faille n'existait pas, et que la bordure de la montagne était beaucoup moins élevée. Par contre, les brèches rouges très grossières qui ravinent l'Astien continental et sont adossées à l'abrupt, à l'ouest de Mas-Aragon, sont nettement postérieures à la faille. L'alternance de limons et de cailloux traduit, soit des oscillations climatiques, soit plus probablement des oscillations du cours du torrent.

Ainsi se dessine une histoire cohérente dont les têtes de chapitres sont les suivantes :

- 1° Formation du niveau de Thuir.
- 2° Dépôt des conglomérats marins pliocènes.
- 3° Dépôt de l'Astien continental.
- 4° Surrection du niveau de Thuir, avec mouvements de bascule et faille marginale.
- 5° Dépôt des brèches rouges qui fossilisent l'escarpement de faille.
- 6° Exhumation de l'escarpement de faille par l'érosion récente.

CHAPITRE IV

LE ROUSSILLON

Entre les croupes schisteuses délicatement ciselées des Albères et les chaînons calcaires au profil géométrique des Corbières orientales, la plaine du Roussillon offre un relief sans grand contraste mais modelé dans une série complexe de terrains détritiques pliocènes et quaternaires où les phases de creusement et d'alluvionnement alternent rapidement. Le paysage qui en résulte est infiniment plus nuancé que celui de l'Ampurdan.

1° Au nord de l'Agly, le passé n'a guère laissé de traces, et un glacis alluvial très récent, où des sillons peu profonds entament à peine la continuité des vignes, descend depuis les garrigues grises calcaires et les taches rouges de marnes gargasiennes jusqu'aux lagunes immobiles.

2° Entre Têt et Agly, deux terrasses emboîtées étagent leurs gradins. En aval de Perpignan, la plaine alluviale moderne leur succède sur la rive gauche de la Têt.

3° Entre Têt et Tech, le paysage devient plus confus et plus varié. Les petites rivières, comme la Canterrane et le Réart, ont été également impuissantes à déblayer le Pliocène qui subsiste en buttes irrégulières et à construire de larges terrasses. Au-dessus du Boulou, les sables et les cailloux forment de véritables collines atteignant 180 mètres et dont le ravinement extrême rend le parcours très difficile. C'est peut-être ce qui justifie l'erreur de certaines cartes militaires anciennes qui donnent à ce labyrinthe le nom pompeux de Chaîne des Aspres.

4° De part et d'autre du Tech, les formes d'accumulation l'emportent de nouveau. Une terrasse bien dessinée accompagne le fleuve; les formes d'érosion se réduisent à quelques taches de cailloutis pliocènes sur le versant des Albères, fortement burinées.

1° LE REMBLAIEMENT PLIOCÈNE ET LES LIGNES DE RIVAGE DU ROUSSILLON

L'érosion qui a créé ce relief modeste n'a travaillé que la partie superficielle d'un complexe détritique puissant qu'un sondage effectué à Ponteilla a traversé sur 700 mètres sans atteindre le socle ⁽¹⁾.

La base du Plaisancien marin fossilifère se trouve vers 450 mètres, attestant l'ampleur de l'effondrement pliocène. La déformation des assises est considérable, puisque les marnes bleues plaisanciennes affleurent dans la vallée du Tech à quelques kilomètres plus au sud et que le sondage de Toulouges, à quelques kilomètres plus au nord, a rencontré les calcaires dévoniens à 70 mètres seulement. Il s'agit, sans doute, en partie, d'un mouvement de subsidence, contemporain de la sédimentation, comme le donne à penser l'alternance répétée de lits de marnes bleues marines et de marnes rouges continentales. Malheureusement O. Mengel n'a pas publié les résultats du forage au-dessus de 400 mètres, si bien que nous ne pouvons rien savoir des couches les plus récentes. Il est remarquable que le prolongement des dépressions longitudinales du Tech et de la Têt soit relativement peu creusé, tandis que la subsidence maxima se place au centre du Roussillon comme si elle représentait la compensation isostatique du soulèvement du Canigou.

La composition des couches infraplaisanciennes représentant le miocène supérieur montre bien que la topographie était fort éloignée de l'état de pénéplaine. Bien que nous soyons au centre du bassin, on compte au moins cinq lits de cailloux roulés de granite et de schistes à demi décomposés alternant avec des argiles brunes ou rouges. Cela indique une sédimentation presque torrentielle avec dépôts plus fins dans les marécages abandonnés au cours des divagations du fleuve.

Nous voyons dans ces faits un argument supplémentaire contre les théories de H. Boissevain et A. J. Pannekoek qui placent au Pontien la formation des hautes surfaces de la Zone Axiale ⁽²⁾.

(1) D'après des renseignements inédits aimablement communiqués par O. Mengel.

(2) Si l'on interprète littéralement la description publiée par O. Mengel, les profils longitudinaux des rivières auraient même été extraordinairement tendus à cette époque : la sonde aurait en effet rencontré « un bloc quartzeux de 2 mètres d'épaisseur » (3).

Parmi les couches qui affleurent, la série pliocène forme un cycle sédimentaire complet avec la succession classique :

conglomérats de base,
argiles bleues plaisanciennes,
sables astiens,
marnes et limons lacustres continentaux.

Ces derniers contiennent une faune de vertébrés plus ancienne que le Villafranchien (*Rhinocéros lepthorinus*, *Parabos* au lieu de *Bos*, *Equus* et *Elephas* n'ont pas encore fait leur apparition).

Une deuxième série comprend des cailloux grossiers déposés en bordure de la montagne. Leur base passe latéralement aux limons fins renfermant la faune de Perpignan, ainsi qu'on peut le vérifier en deux points :

a) Le long de la Canterrane, près de Terrats, on voit la série rouge à cailloutis grossiers provenant des Aspres schisteuses et du causse de Thuir admettre des bancs de marnes concrétionnées qui finissent par envahir toute la falaise taillée par la rivière, (faciès de l'Astien typique) fossilifères à 2 kilomètres plus en aval.

b) De même, au nord-ouest du Boulou, les sables jaunes marins se chargent progressivement de lits de cailloux et sont surmontés en concordance par les dépôts détritiques rougeâtres qui deviennent de plus en plus grossiers au fur et à mesure qu'on s'avance vers Vivès. La présence d'une grande rivière, le Tech, a ici repoussé jusqu'au milieu de la plaine le faciès fin de l'Astien continental. Au contraire, en bordure de la montagne schisteuse, près de Vivès, les cailloutis reposent en discordance sur des conglomérats marins redressés (plaisanciens-astiens) accusant la persistance des mouvements tectoniques au contact de la chaîne pyrénéenne, tandis que la partie centrale de la plaine était le siège d'une sédimentation continue. Les conglomérats d'Ille, où alternent les sables et les cailloux bien roulés, paraissent s'être déposés dans les mêmes conditions que la série décrite au nord-ouest du Boulou. Ils ont encore été légèrement affectés par les mouvements tectoniques. En effet, leur contact avec le granit, qu'on peut étudier le long de la route de Montalba, est très brutal et s'opère sans changement de faciès. Or, bien que le dépôt se soit fait sous une certaine épaisseur d'eau, comme le montrent la couleur blanche de l'ensemble et les lits de stratification entrecroisés, celle-ci n'était pas suffisante pour opérer le triage des éboulis qui n'auraient pas manqué de descendre d'une muraille rocheuse voisine. De plus, les couches bien litées sont affectées d'ondulations et

de retroussement au contact du granit. L'existence d'une faille locale paraît donc très probable.

A proximité immédiate de la montagne, on trouve des cailloutis encore plus récents. Plaquée contre le rebord du causse de Thuir, une série comprenant des limons rouges et des conglomérats grossiers à éléments calcaires locaux ravine l'Astien fossilifère de la briqueterie de Thuir, à faciès fin (marnes concrétionnées et bancs ligniteux). Cette superposition ne se comprendrait pas sans un mouvement tectonique intermédiaire qui aurait soulevé le causse. De même, à l'extrémité du Conflent, près de Rodès, une masse de cailloux rougeâtres, mal stratifiés, ravine, tantôt les sables jaunes de la Chapelle-Saint-Pierre (Pliocène marin ?), tantôt la série continentale plus récente qui monte jusqu'à 280 mètres au col Ternère. Ici encore, tout laisse supposer que l'alternance des phases de creusement et de remblaiement est sous la dépendance de pulsations épirogéniques.

Les changements de climat ont pu jouer également un certain rôle dans la superposition des faciès du Pliocène continental, mais qui n'en demeure pas moins secondaire. Les sédiments astiens sont des dépôts de lacs peu profonds (marnes concrétionnées) ou de simples mares s'asséchant périodiquement (limons rouges avec poupées calcaires), reliées par des chenaux entrelacés. D'après les quelques plantes recueillies dans les lits de lignite, près de Perpignan (*Bambusia*, *Alnus occidentalis*, *Acer* ⁽¹⁾), le climat était plus chaud qu'aujourd'hui. Avec le dépôt des cailloutis supérieurs, une sédimentation fluviale s'avance dans la plaine, où le drainage était resté jusque-là inorganisé. Il se peut qu'un changement de climat y ait aidé. Mais seules les grandes rivières Têt et Tech charrient des éléments vraiment bien roulés ; au contraire, les petits torrents, issus du causse de Thuir, par exemple, transportent des cailloux plus anguleux que les torrents actuels, et surtout leurs dépôts sont profondément rubéfiés. Cela semble indiquer que le climat restait encore plus sec et plus chaud que le climat actuel. L'invasion dans la plaine, du cône du Tech est donc due au soulèvement en masse de la Zone Axiale, bien plus qu'à une augmentation brutale des précipitations.

Ici, se présente le système construit par O. Mengel : l'évolution postastienne serait commandée essentiellement par des mouvements eustatiques ayant laissé une série de lignes de rivage

(1) Ch. Deperet. *Description géologique du Bassin tertiaire du Roussillon*. Thèse, 1885.

dont plusieurs correspondent aux niveaux classiques et qui se succéderaient ainsi :

1° Etablissement du littoral dit « *astien* », dont on retrouve les traces à 225 mètres à Bouleternère (vallée de la Têt) et à 160 mètres près de Vivès (vallée du Tech); ce niveau aurait été ensuite basculé.

2° *Ligne de rivage de 280 mètres*, dont les traces subsisteraient au col Ternère, dans le causse de Thuir et sur les croupes schisteuses de Céret, à l'extrémité du palier de la Boulerie; il serait contemporain du « palier supérieur » de la Têt et du Tech, et aussi d'un épisode glaciaire ancien.

3° *Ligne de rivage de 100 mètres*. C'est pendant la régression intermédiaire que se seraient déposés les cailloutis de la série détritique supérieure, à laquelle l'auteur rapporte également des cônes de déjection très disséqués au pied des Albères.

Il importe d'abord de bien peser toutes les conséquences de l'hypothèse. Les trois lignes de rivage distinguées sont postérieures à l'Astien continental, puisque, selon O. Mengel, celui-ci est recouvert, près de Thuir, par des galets à Serpulides représentant le rivage de 225 mètres. Cela implique une nouvelle transgression marine. Cette transgression est-elle aussi d'origine eustatique ? Dans ce cas, le rythme des oscillations serait très différent de celui qui a été proposé par P. George ⁽¹⁾ pour les régions du Bas-Rhône. Celui-ci place une oscillation négative jusqu'à 70 mètres du niveau de base, après le Villafranchien et avant le niveau de 200 mètres ⁽²⁾. Rien de semblable dans le Roussillon et le Languedoc : l'oscillation négative pendant laquelle se seraient déposés les limons continentaux de Perpignan et de Montpellier s'intercalerait entre l'Astien marin et le Villafranchien dont la faune de mammifères est beaucoup plus récente. Plutôt que de multiplier les oscillations eustatiques, il vaudrait mieux supposer que le Roussillon s'est effondré depuis l'Astien continental, ramenant la région sous la mer.

D'autre part, si nous reprenons un à un les faits allégués pour justifier : 1° le changement de climat, 2° la remontée du niveau marin après l'Astien, aucun n'apparaîtra, à l'épreuve, comme absolument décisif.

(1) P. George, 55.

(2) Un lapsus (confusion entre le niveau de 280 mètres et celui de 200 mètres) amène l'auteur à invoquer à tort l'exemple du Roussillon.

1° **Le littoral de 225 mètres.**— (1). Mengel ⁽¹⁾ attribue à ce littoral :

a) Les sables jaunes de Bouleternère à *Ostrea cucullata*. La faune et le faciès sont bien astiens, mais l'Astien n'a aucune signification chronologique ; il indique seulement des conditions littorales de dépôt. Le témoin de Bouleternère représente un moment quelconque de la transgression marine du Pliocène inférieur.

b) La discordance dans les sables caillouteux du col Ternère. Un plan de discordance n'a, en général, rien de commun avec une ligne de rivage. En l'espèce, d'ailleurs, la discordance n'est pas très nette ; elle apparaît sous la dépendance de la stratification entrecroisée qui superpose des bancs peu inclinés à des bancs très inclinés, sur le front d'un delta en progression. C'est le moment où la sédimentation continentale a repris l'avantage sur la transgression marine.

c) Les conglomérats marins de Vivès (160 mètres). L'âge exact de ces dépôts n'est pas éclairci. La cote 160, choisie par l'auteur, est celle du plan de discordance qui les sépare des cailloutis grossiers supérieurs. Elle ne correspond donc pas à une phase de stabilité de la mer où ils se sont formés.

2° **Le littoral de 280 mètres.** — La place que O. Mengel lui assigne dans l'évolution morphologique soulève des difficultés intrinsèques au raisonnement même de l'auteur. Si la ligne de rivage de 280 mètres est contemporaine du niveau de la Boulerie et du palier supérieur de la vallée de la Têt, elle a été nécessairement affectée par les déformations qui ont basculé le niveau de la Boulerie et porté à 1.550 mètres le palier de la Têt ; ou bien, il faudrait admettre que la montagne ait pivoté autour d'un axe correspondant exactement à la ligne de rivage en question, ce qui est impossible, car ce n'est pas une ligne droite. La carte des dépôts détritiques de Prades montre une contradiction d'un autre ordre. A l'extrémité du Conflent, sur la longue croupe de cailloutis du col Ternère, O. Mengel distingue, d'après la feuille de Prades, des témoins de la terrasse de 100 mètres et, d'après d'autres descriptions ⁽¹⁾, les traces de son littoral de 280 mètres. Pour comprendre la juxtaposition d'une terrasse fluviale de 100 mètres et du littoral de 280 mètres, il faudrait supposer que la baisse de niveau intermédiaire a entraîné un déplacement horizontal de la ligne de rivage d'une cinquantaine de kilomètres ; or, suivant

(1) O. Mengel (92, 94).

O. Mengel lui-même, le littoral de 100 mètres s'avancait jusqu'à Thuir.

Examinons maintenant les faits essentiels allégués par l'auteur, afin d'éprouver s'ils ne peuvent pas se ranger dans le cadre d'une hypothèse plus simple :

a) Les cailloutis schisteux qui couronnent les croupes à l'ouest de Céret, ceux du col Ternère, de Cucugnan, etc., atteignent bien 280 mètres. Mais, dans tous les cas invoqués, il s'agit de dépôts fluviatiles fortement érodés et dont la surface finale de remblaiement n'est pas conservée. Leur altitude n'a donc pas de signification spéciale ; bien plus, on trouve des cailloux roulés beaucoup plus haut ; jusqu'à 360 mètres, au confluent de l'Ample et du Tech, éloignés de 2 kilomètres à peine de la ligne de rivage supposée ; jusqu'à 370 mètres dans les Corbières orientales, à 5 kilomètres du prétendu cordon littoral Paziols-Cucugnan.

b) Au causse de Thuir, par contre, on retrouverait, selon O. Mengel, la trace fossilifère d'un rivage de 280 mètres sous la forme de poudingues horizontaux, avec perforation de mollusques lithophages. Nous avons bien retrouvé cette formation, mais elle ne paraît pas en place, aucun banc continu n'étant conservé. D'autre part, ces conglomérats reposant sur le Dévonien, rien ne prouve qu'ils soient postérieurs à l'Astien continental fossilifère de la briqueterie de Thuir ; nous n'avons pas pu, en effet, observer qu'il fût recouvert par des galets à Serpulides (peut-être ceux qui ont été signalés par O. Mengel ont-ils glissé du causse de Thuir). Dans ces conditions, il semblerait plus logique d'attribuer à la transgression plaisancienne-astienne les fragments de conglomérats portant des empreintes marines. Leur altitude exceptionnelle résulterait du soulèvement du causse que d'autres observations nous ont fait soupçonner. (Voir p. 252.)

3° **Le littoral de 100 mètres.** — Aucune des preuves apportées de son existence n'est absolument concluante. O. Mengel parle de graviers et sables gris « analogues à ceux des plages actuelles » et qu'il retrouve entre Tech et Têt, aux pieds du causse de Thuir, du causse d'Opoul, etc. (1). Mais la formation en question ressemble également à un sable de rivière et peut s'intercaler dans l'Astien continental. D'autre part, l'auteur fait observer que les restes d'un cône de déjection très disséqué reposent à 100 mètres sur de l'astien, près de Laroque-des-Albères. On peut douter de

(1) O. Mengel, 92, 94, etc.

la valeur de l'argument. Le cône de déjection primitif descendait certainement beaucoup plus bas, au-dessous de la cote critique de 100 mètres. Ce qui en subsiste aujourd'hui est déterminé par les caprices de l'érosion. D'ailleurs, ce n'est pas la base d'un cône de déjection qui peut correspondre à un niveau de base stable, mais la partie supérieure des cailloutis qui le constituent.

En conclusion, l'hypothèse d'une transgression marine post-astienne ne nous paraît pas démontrée, et nous résumons comme il suit l'évolution pliocène du Roussillon et de sa bordure :

1° Transgression marine plaisancienne-astienne.

2° Mouvements tectoniques avec failles (dans le massif de la Boulerie, le Canigou, le Conflent) sur la bordure, et persistance de l'affaissement au centre (si bien que les marnes plaisanciennes sont à — 350 mètres à Ponteilla).

3° Ces mouvements tectoniques déclenchent une sédimentation détritique grossière dont la base passe latéralement à l'Astien continental, à faciès fin, qui renferme la faune de Perpignan, tandis que la partie supérieure, représentée seulement sur la bordure de la montagne, s'élève jusqu'à 300-360 mètres.

Ces conclusions n'impliquent pas une condamnation de l'hypothèse des mouvements eustatiques. Au contraire, certains faits s'expliquent beaucoup mieux si l'on admet un niveau de base de la fin du Pliocène plus élevé que celui d'aujourd'hui : par exemple, le remblaiement des bassins intérieurs, la présence de cailloutis jusqu'à 170 mètres d'altitude en plein centre du Roussillon, au nord du Boulou, dans une zone où la subsidence plaisancienne s'était exercée avec une particulière intensité. Mais sur la bordure de la montagne, les apports continentaux semblent avoir tenu en échec l'invasion marine. D'autre part, les mouvements du sol ont persisté pendant trop longtemps pour qu'on puisse observer des niveaux étagés concordant avec les niveaux eustatiques classiques. On peut même se demander si toutes les surfaces d'érosion visibles ne sont pas préplaisanciennes.

Enfin, les observations qui précèdent nous permettent de définir dans le Roussillon un type particulier de bassin d'effondrement, très différent de celui de la Cerdagne. Les dénivellations qui le limitent sont restées souterraines. Les escarpements de faille visibles dans la topographie actuelle sont des traits discontinus et relativement insignifiants (Massif de la Boulerie, Causse de Thuir, rebord du plateau de Montalba). Cela provient.

non seulement de l'âge assez ancien de ces accidents, mais aussi d'un style spécial d'affaissement en « cuvette », avec failles subordonnées, développées surtout au voisinage des vallées de la Tête et du Tech, c'est-à-dire où la subsidence s'est montrée la moins active.

2° LES ÉTAPES RÉCENTES DU CREUSEMENT :

LES TERRASSES

Nous n'avons comme guides, dans cette tentative de reconstitution, que le faciès des alluvions et l'altitude des terrasses. Or, dans une région de piémont, les indications qu'on tire de l'altitude relative des terrasses ne renseignent pas directement sur le niveau marin correspondant et ont une valeur inégale.

Les éléments d'une terrasse directement calculables sont sa pente et l'altitude du talus qui la sépare de la plaine alluviale moderne. Or, dans une large plaine qui est à la fois plaine de piémont et plaine de niveau de base, il est difficile de déduire de ces deux données l'altitude relative vraie, c'est-à-dire la quantité exacte dont s'est enfoncé le fleuve, et, à plus forte raison, l'altitude du niveau de base marin correspondant.

En effet, le procédé qui consiste à prolonger la pente de la terrasse jusqu'à la verticale du cours d'eau actuel, pour restituer le profil transversal de la vallée primitive, ne donnera de bons résultats que dans une vallée étroite. Mais, dans une large plaine alluviale, la même opération donnera les chiffres qui pécheront par excès ou par défaut ; par excès, si le fleuve, en s'enfonçant, s'est déplacé dans la direction de la terrasse considérée ; par défaut, si le fleuve s'en est éloigné. Dans ce dernier cas, la mesure du talus donnerait une meilleure valeur que celle de l'altitude du profil transversal de la terrasse prolongé jusqu'à la verticale du talweg. La présence d'une terrasse symétrique sur l'autre versant permettrait de résoudre la difficulté, car on obtiendrait, par intersection des deux pentes prolongées, la position du talweg primitif. Mais, dans une plaine de piémont comme le Roussillon, cette symétrie n'est qu'exceptionnellement réalisée, car la rivière est repoussée par ses affluents, tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre.

La restitution est encore plus difficile dans le cas où la surface d'accumulation primitive est un cône de déjection à profil convexe. Dans ce cas, le fleuve, en s'enfonçant et en glissant, attaque

le cône obliquement, et l'altitude du talus varie de la façon la plus capricieuse (cas de la Têt).

L'existence de terrasses polygéniques à forte pente transversale qui ne correspondent pas à une phase de stabilité du niveau de base, est une source de confusion encore plus redoutable. Sous un climat méditerranéen, et en général sous tous les climats présentant des variations bien marquées dans la répartition saisonnière des pluies, les terrasses polygéniques sont particulièrement difficiles à dépister. Elles peuvent, en effet, présenter un manteau alluvial continu, sans que la roche en place affleure jamais. Pendant la saison des pluies, le fleuve alluvionne; pendant la saison sèche, il décrit des méandres sur son lit majeur, contribuant encore à en accroître la largeur par le sapement des rives concaves. Il en résulte que le fleuve peut s'enfoncer en glissant latéralement, tout en laissant derrière lui une masse d'alluvions assez épaisse malgré le temps très court de la phase d'alluvionnement. En effet, la quantité de matériel qui est charrié à chaque saison pluvieuse correspond au débit maxima atteint à plusieurs reprises par les cours d'eau à la suite de pluies torrentielles, et la capacité de transport considérables qui en résulte est annulée lorsque le cours d'eau débouche dans la plaine.

Inversement, si, au cours d'une période de creusement, une rivière est repoussée constamment par un affluent puissant, celui-ci construira un cône de déjection continu jusqu'à la vallée actuelle, qui pourra masquer une terrasse antérieure correspondant à une phase de stabilité.

Il en résulte que le profil transversal dissymétrique, reproduit à de si nombreux exemplaires dans le Roussillon et où s'opposent une terrasse sapée par la rivière et un cône de déjection continu descendant sur l'autre rive, peut recevoir des interprétations tout à fait différentes (fig. 61).

1. Le fleuve a glissé lentement, il a été ensuite repoussé par la construction du cône de déjection jusqu'à sa position actuelle. Dans ce cas, la terrasse n'indique aucune phase de stabilité.

2. — Le fleuve se trouvait primitivement en F durant une phase de stabilité. Il s'est ensuite enfoncé, tandis qu'un torrent affluent le repoussait jusqu'à sa position actuelle. Dans ces conditions, toute trace de l'ancienne terrasse peut disparaître sur le versant où coule cet affluent. Il suffit que l'accroissement de longueur subi par cet affluent compense l'enfoncement de son cours, pour que son profil amont conserve son équilibre ou même continue son travail d'alluvionnement.

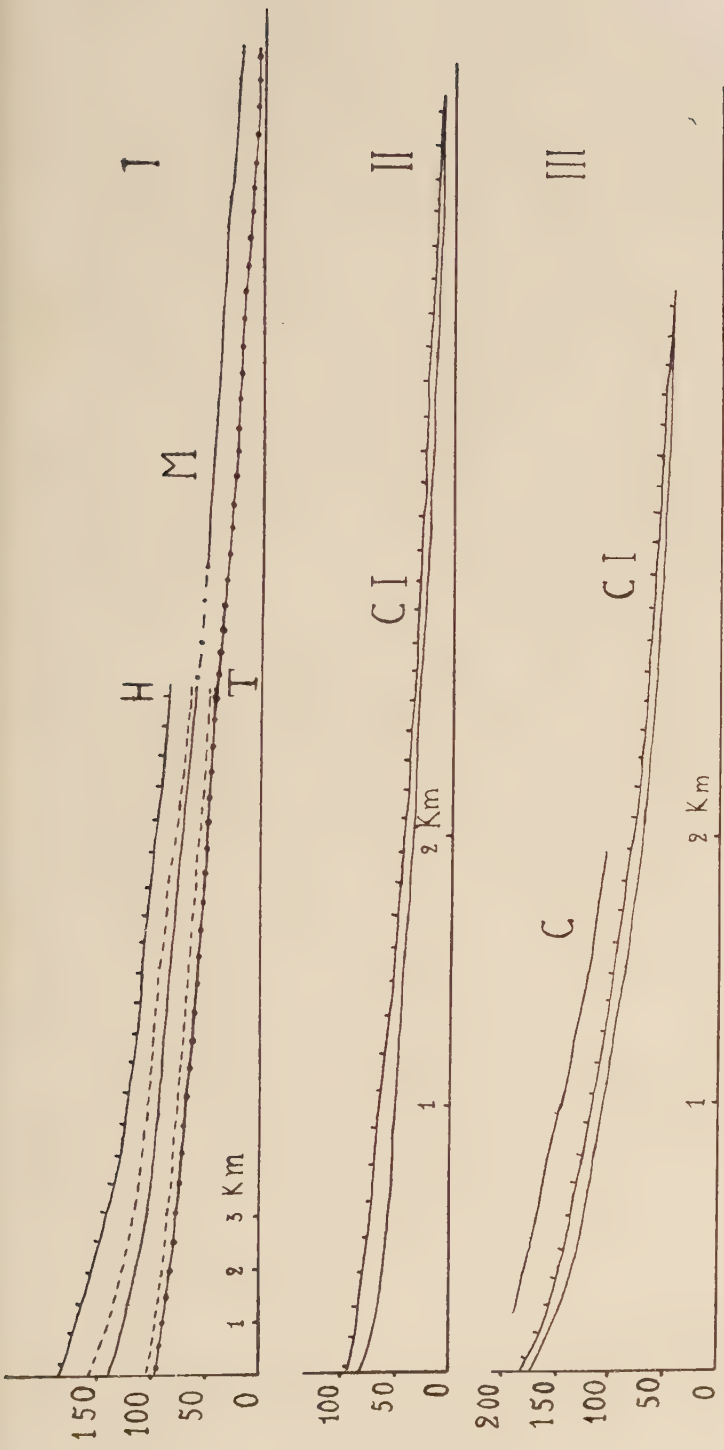


Fig. 59. — Profils longitudinaux des terrasses du Roussillon.

La coupe supérieure est une coupe synthétique des terrasses de la Têt. II, haute terrasse de la rive gauche. — M, moyenne terrasse représentée à l'amont sur la rive gauche, puis, après un hiatus, sur la rive droite. — T, profil actuel du fleuve. — Le trait discontinu indique le profil de la base du talus de chaque terrasse.

La coupe moyenne (II) donne le profil comparé du Ruisseau d'Argelès (trait continu) et du cône de déjection (würmien) figuré par un trait à barbeles.

La coupe inférieure (III) montre les profils comparés du cône de déjection supérieur (C), du cône de déjection würmien (CI) et de la rivière actuelle (trait continu).

Enfin, à supposer qu'on ait pu saisir une surface d'accumulation correspondant à une phase de stabilité, et calculer exactement son altitude relative, on ne pourra pas en déduire avec certitude le niveau de base marin correspondant, même si le profil longitudinal de la terrasse est rigoureusement parallèle à celui du fleuve actuel. La position du littoral peut varier, en effet, considérablement suivant la pente générale de la plaine, relief sous-marin y compris, et suivant la durée de la phase de stabilité ; plus celle-ci est longue, plus l'alluvionnement repoussera vers l'aval la ligne de rivage.

En dépit de ces difficultés, une analyse des terrasses de la Têt et du Tech nous révélera des faits assez analogues à ceux que des régions plus favorisées comme le Bas-Rhône permettent de grouper suivant une chronologie plus précise.

1° **La vallée de la Têt.** — On ne retrouve pas les mêmes terrasses successivement sur la rive droite ou sur la rive gauche. D'après les considérations qui précèdent, il sera très difficile de déterminer leur altitude relative vraie.

A. — **LES TERRASSES DE LA RIVE GAUCHE.** — Sur la rive gauche, se superposent deux terrasses formant un système continu.

La terrasse inférieure, dont les éléments sont relativement frais, voit l'altitude relative de son rebord diminuer depuis la route de Millas au col de la Bataille (+38 mètres), jusqu'au nord de Saint-Estève où elle atteint 3 kilomètres de large, mais ne cote plus que +25 mètres. La hauteur du talus a diminué également dans des proportions un peu plus fortes de 35 à 20 mètres. L'ancienne vallée et la plaine alluviale sub-actuelle ayant un profil transversal concave, la décroissance de l'altitude relative vers l'aval est en partie imputable au fait que la Têt vient saper sa rive gauche au nord de Millas, tandis qu'elle s'en écarte ensuite progressivement.

La *haute terrasse* présente des variations d'altitude relative pour son rebord, presque parallèles (+70 mètres au nord de Millas, +45 mètres à son extrémité orientale). Le talus qui la sépare de la terrasse inférieure augmente légèrement vers l'aval (+15 à +20 mètres). Les éléments de cette terrasse se composent à peu près uniquement de cailloux quartzeux, les autres roches étant décomposées, ce qui avait conduit les auteurs de la carte géologique à la figurer comme pliocène. Sans lui attribuer un

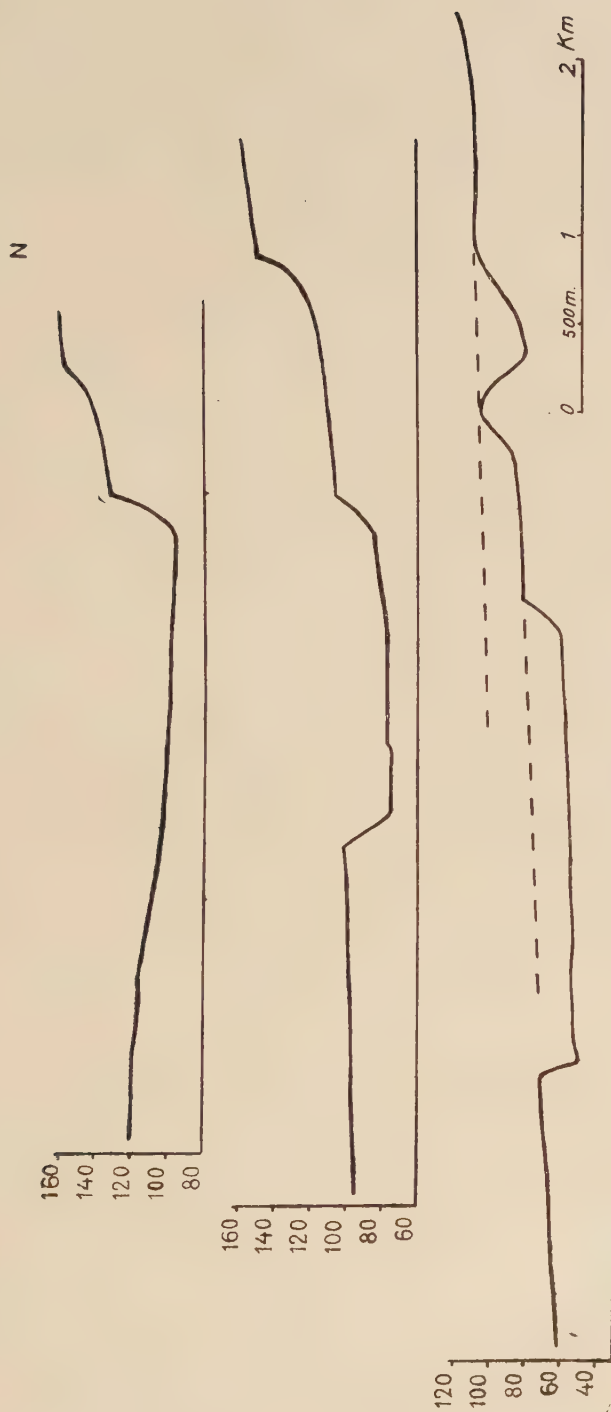


Fig. 60. — Profils transversaux des terrasses de la Têt en amont de Perpignan.

Sur la rive gauche, haute et moyenne terrasses. Sur la rive droite, cône würmien (?).

âge aussi ancien, on peut penser que le niveau marin auquel elle aboutissait était beaucoup plus élevé que ne le laisserait supposer son altitude relative (peut-être vers 60 ou 70 mètres), ce qui expliquerait automatiquement que la hauteur du talus de raccord avec la terrasse inférieure augmente vers l'aval.

B. — LES TERRASSES DE LA RIVE DROITE. — La topographie est très différente à l'ouest et à l'est de Perpignan.

A l'ouest de Perpignan, on ne trouve plus qu'une terrasse dont l'altitude relative varie de façon irrégulière, malgré la proximité constante de la Têt (+ 16 mètres au sud de Pezilla, + 22 mètres à l'est du Soler, + 13 mètres, 3 kilomètres plus à l'est). C'est que le profil transversal, nettement convexe, se relie au cône de déjection de Thuir et est entamé obliquement par la Têt; les éléments sont assez frais et particulièrement gros. Tous ces faits montrent que la rivière correspondante était beaucoup plus chargée que la rivière actuelle. Les cours d'eau convergeant vers Perpignan l'ont malheureusement surbaissée, si bien qu'il est difficile de la suivre vers l'aval. Cependant, en prolongeant le profil d'amont, on passerait sous le niveau de la rivière actuelle, ce qui permettrait de la raccorder avec un rivage würmien d'altitude inférieure au rivage actuel.

Au contraire, l'altitude absolue et relative du rebord de la terrasse inférieure de la rive gauche diminue moins rapidement vers l'aval. C'est ce dernier caractère qui nous conduit à rejeter une assimilation possible avec la terrasse du Soler (les profils transversaux pourraient suggérer que la pente de la terrasse de rive droite prolonge celle de rive gauche, l'ensemble formant une vaste surface de glissement polygénique). Nous supposons donc que la terrasse du Soler est légèrement emboîtée dans la terrasse de la rive gauche (fig. 60).

En aval de Perpignan, la terrasse qui longe la plaine alluviale ne peut plus être confondue avec la terrasse du Soler, beaucoup plus basse. Par contre, elle prolonge de façon assez satisfaisante la terrasse inférieure de la rive gauche. Son altitude relative exacte, puisque la pente transversale est nulle, continue à décroître vers l'aval. Elle est de 23 mètres près de Perpignan, de 20 mètres à Castel-Roussillon, de 17 mètres au Canet. On peut supposer qu'elle était en relation avec la ligne de rivage de 15 mètres. L'épaisseur de la nappe alluviale augmente vers l'aval et atteint 15 mètres à Castel-Roussillon, tandis qu'elle ne dépasse pas

2 mètres au nord de Millas. Ceci indique que l'origine du remblaiement est à l'aval et que la terrasse est une terrasse eustatique.

L'examen du rebord nord-ouest du Roussillon est d'accord avec cette hypothèse. Les courts torrents qui descendent des Corbières orientales ont incisé de quelques mètres à peine des cônes alluviaux encore plus inclinés qui viennent se raccorder avec la plaine alluviale moderne. Il n'y a plus aucune trace de la terrasse de Castel-Roussillon. En revanche, près de Salses, on a trouvé, plaqués contre le rocher, jusqu'à 13 mètres d'altitude, des fossiles marins analogues aux espèces actuelles. La terrasse supérieure est complètement absente et le pliocène se réduit à des traces discontinues. On hésite à croire que l'Agly, en divaguant, ait réussi à détruire aussi complètement les anciennes nappes alluviales si celles-ci avaient eu un développement aussi grand que dans le Roussillon central. Plus probablement les cours d'eau faiblement chargés descendant des Albères n'ont réussi à construire qu'une frange alluviale, à la suite des mouvements positifs du niveau de base pliocène et quaternaire. L'étendue du glaciaire, dans lequel ils sont faiblement encaissés, s'expliquera parfaitement, au contraire, si l'on suppose qu'il s'agit de cônes würmiens développés à la suite d'une régression de la ligne de rivage. Les faits peuvent s'interpréter ainsi :

1° La mer de 15 mètres vient baigner le cadre rocheux de la plaine, en l'absence de toute rivière importante capable de lui tenir tête par son alluvionnement.

2° Formation de cônes würmiens.

En résumé, on peut identifier les terrasses suivantes dans la vallée de la Têt :

1° Une haute terrasse dont l'altitude absolue est de 155-75 mètres.

2° Une terrasse dont l'altitude relative s'abaisse de 38 à 17 mètres, probablement en relation avec le niveau de base de 15 mètres. A ce moment, la Têt formait un large delta.

3° La terrasse inférieure, de profil transversal convexe, descend très rapidement vers l'aval ; c'est sans doute un cône alluvial würmien.

2° Vallée du Tech. — On y retrouve les mêmes surfaces d'accumulation, mais avec des modalités un peu différentes. Celle qui domine le paysage, c'est la terrasse moyenne, qui forme, entre le Boulou et Céret, une véritable plaine atteignant 4 kilo-

mètres de large. Son altitude relative, qui est de 18 à 20 mètres en moyenne, s'élève jusqu'à 22 mètres dans la région de Céret. La terrasse se retrouvant sur les deux versants, on peut reconstituer très exactement son altitude relative vraie. A l'aval du Boulou, par contre, le profil transversal devient dissymétrique. Sur la rive gauche, la terrasse conserve à peu près son altitude relative (fragment très net, près d'Ortaffa); le talus diminue rapidement sur la rive droite, pour tomber à zéro à l'est de Brouilla. Là, les grands cônes issus des Albères descendent insensiblement jusqu'au niveau de la plaine alluviale moderne de Villelongue à Argelès. L'encaissement des torrents qui les ont créés croît, vers l'amont, jusqu'au tiers supérieur du cône, et ne dépasse pas une douzaine de mètres.

Si l'on cherche, à l'amont du Boulou, l'équivalent de cette phase d'alluvionnement, on ne pourra la trouver que sous la forme d'une très basse terrasse emboîtée dans la terrasse de 20 mètres et visible entre le Boulou et Maureillas, par exemple. Ses restes sont souvent difficiles à distinguer des surfaces polygéniques formées par le déplacement du Tech. Plus à l'amont encore, cette phase ne paraît plus représentée, du moins dans les torrents qui descendent des massifs de la Boulerie. Tout se passe comme si aucune phase d'accumulation ne s'était intercalée entre la phase de la terrasse de 20 mètres et celle du creusement actuel.

On peut grouper tous ces faits dans l'interprétation suivante:

Dans la partie aval de la vallée du Tech, l'érosion régressive partie du niveau de base würmien, inférieur au niveau de base actuel, a détruit la terrasse de 15-20 mètres. Alors, se seraient construits les cônes de déjection des Albères repoussant le Tech vers le nord et recouvrant ce qui pouvait rester de la terrasse, suivant le processus décrit p. 266. Le relèvement ultérieur du niveau de base a amené la formation de la plaine alluviale moderne, tandis que les torrents s'enfonçaient dans les cônes, leur charge en matériaux ayant diminué. Dans la section amont de la vallée, au contraire, la phase würmienne est moins marquée que pour la vallée de la Têt ⁽¹⁾.

(1) L'alluvionnement dans le secteur amont des rivières pendant la période glaciaire est lié à la diminution du rapport débit-charge. Cette diminution doit être très sensible pour un cours d'eau d'alimentation glaciaire ayant une portion importante de son bassin en haute montagne. En effet, dans ce cas, une bonne partie des précipitations est retenue sous forme de neiges éternelles qui ne profitent pas au débit de la rivière. Au contraire,

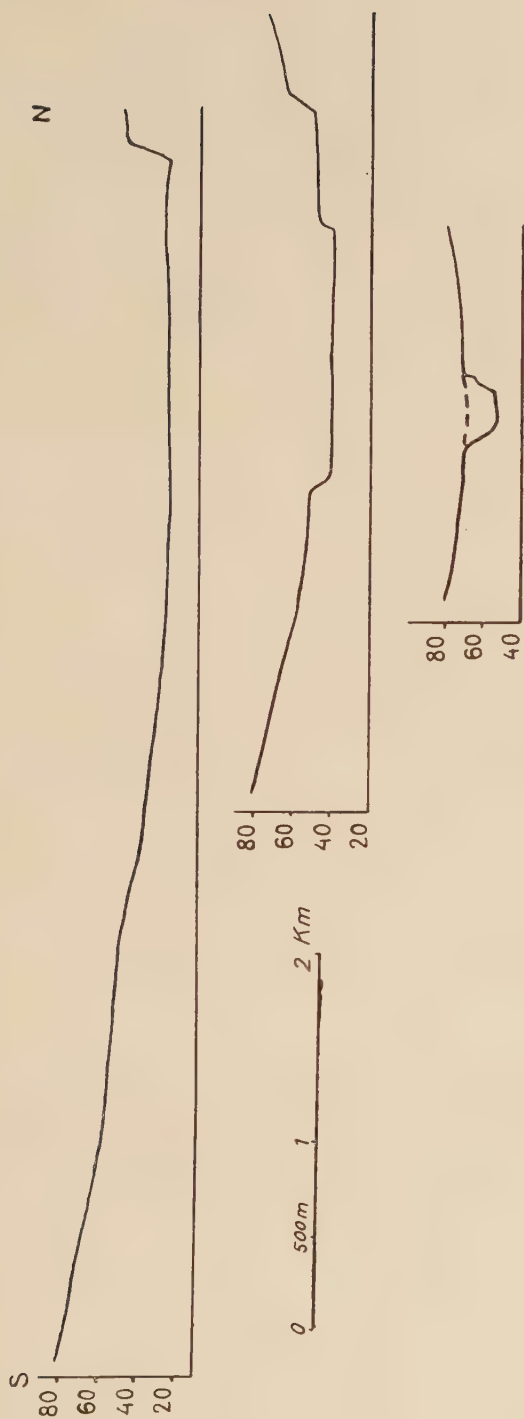


Fig. 61. — Profils transversaux des terrasses du Tech.

Le profil supérieur est tracé en aval d'Ortaffa; le profil moyen, à l'est du Boulou; le profil inférieur, à l'ouest du Boulou.

Pour vérifier complètement cette hypothèse, il faudrait démontrer que le système de cônes Villelongue-Argeles attribué au würmien s'enfonce réellement sous les alluvions modernes. Peut-être pourra-t-on se livrer à cette opération quand on connaîtra les résultats de tous les sondages effectués dans le Roussillon.

Au dessus des cônes principaux, subsistent quelques fragments de cônes plus élevés, surtout le long du torrent de Laroque-des-Albères, et atteignant une altitude relative de 30 à 40 mètres. Comme leur matériel alluvial est très décomposé, on peut les mettre en parallèle avec la haute terrasse de la vallée du Tech.

3° Phases de creusement et de remblaiement entre Têt et Tech.
— Entre Têt et Tech, les petits cours d'eau qui traversent la plaine (Réart, Cantarrane) n'ont plus la force suffisante, ni pour débayer les assises pliocènes, ni pour construire de vastes terrasses de remblaiement. Un des traits les plus curieux de cette topographie confuse et inachevée, sont les dépressions fermées (1), autrefois occupées par des étangs, aujourd'hui drainées pour la plupart. O. Mengel les considère comme d'anciennes lagunes abandonnées par la mer, à différents étages, au cours de son abaissement à partir de la ligne de rivage de 100 mètres. Il semble qu'il faille proposer une explication plus générale : les dépressions fermées correspondent à un ancien lit de rivière érodé autour d'une phase de creusement et incomplètement remblayé au cours de la phase suivante d'alluvionnement, à cause de la faible importance des cours d'eau. Cette histoire se lit très clairement dans les formes de la dépression de Canohès. C'est un hémicycle dont les parois raides suggèrent un méandre abandonné. Elles sont taillées dans du pliocène supportant une mince couche alluviale qui renferme de nombreux éléments gneissiques prouvant que la Têt a passé par là dans ses divagations. Au nord-ouest, l'ancien marais était

une rivière dont l'alimentation est simplement neigeuse bénéficie intégralement des précipitations tombées. De même, l'accroissement de charge dû à l'accentuation de la désagrégation mécanique par le gel sera plus considérable dans le premier cas que dans le second. Il en résulte que, pour les rivières de moyenne montagne de la région méditerranéenne, l'accumulation des sections amont sera beaucoup moins marquée que pour les rivières de haute montagne. Or, le Tech était alimenté par des glaciers beaucoup moins longs et importants que ceux de la Têt. Cela peut expliquer la faible importance de l'accumulation würmienne.

(1) Les nouveaux levés au 1 : 20.000 en donnent une représentation très précise.

fermé par un bourrelet alluvial de 8 mètres de haut, rebord du cône de déjection würmien (2) du torrent de Thuir. La suite des événements peut donc être résumée ainsi : 1° phase de remblaiement et dépôt de la première nappe alluviale ; 2° recul de la Têt vers le nord et creusement de la vallée à méandres ; 3° la dépression est bouchée par le cône würmien. Au nord de la vallée de Cantarrane, se trouvent des dépressions analogues ; l'une à 1 kilomètre à l'ouest de Pollestres, est séparée de la vallée par un bouchon de 3 mètres de haut ; l'autre, à 1 kilomètre à l'est de Ponteilla, possède un relief en creux un peu plus accentué.

Quand les dépressions ne se trouvent pas en bordure d'une vallée, comme c'est le cas pour celles de Bagès et de Villeneuve-de-la-Raho, on peut les considérer, avec O. Mengel, comme d'anciennes lagunes marines abandonnées. D'ailleurs, entre les deux cas, toutes les transitions sont possibles.

Conclusion. — Le Roussillon, faute de publications précises sur les sondages opérés, et aussi à cause de son indigence en restes préhistoriques, n'apporte donc qu'une contribution médiocre à la datation des phases récentes de creusement et de remblaiement. Nous avons seulement essayé de montrer que les faits observés s'accordent assez bien avec certaines reconstructions plus complètes effectuées sur des rivages méditerranéens proches (1).

Une brève comparaison avec la dépression jumelle de l'Ampurdan septentrional montre que le paysage du Roussillon est infiniment plus varié. Les multiples terrasses emboîtées, les collines pliocènes incomplètement déblayées et incomplètement empâtées par l'alluvionnement quaternaire présentent une surface supérieure à celle de la plaine alluviale récente. C'est une proportion inverse qu'on note en Ampurdan. Cette constatation pose un problème très sérieux.

Si le Pliocène et le Quaternaire de l'Ampurdan n'offrent qu'un développement marginal, on peut l'expliquer soit par l'étroitesse originelle du dépôt, soit par un déblaiement ultérieur. Or, dans l'un et l'autre cas, on se heurte à des contradictions. On comprend que les rivières, comme la Muga, infiniment moins chargées que la Têt et le Tech, n'aient construit, au Pliocène et au Quaternaire, qu'une mince tranche deltaïque. Mais alors pourquoi auraient-elles construit une plaine alluviale moderne aussi

(1) H. Baulig. La Crau et la glaciation würmienne A. de G. 1927... ; P. George... 55.

étendue? Dans la seconde hypothèse, pourquoi auraient-elles déblayé les dépôts pliocènes et quaternaires de façon plus efficace que la Têt et le Tech. Pour sortir de ce dilemme, peut-être ne serait-il pas trop téméraire de supposer que l'Ampurdan a persisté à s'effondrer au Pliocène et au Quaternaire, empêchant la formation de larges deltas et envoyant les dépôts alluviaux au fur et à mesure de leur formation. Depuis, ce mouvement se serait arrêté, permettant le développement du colmatage actuel. Cette hypothèse serait corroborée par le fait que les surfaces d'érosion périphériques sont plus basses et mieux conservées en Ampurdan qu'en Roussillon.

CHAPITRE V

LE MODELÉ GRANITIQUE DANS LES PAYS DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

L'analyse régionale qui précède a fourni de nombreux exemples où le granit nous est apparu comme une roche plus tendre que toutes les autres roches primaires (sauf les schistes non métamorphiques) et que beaucoup de roches secondaires et tertiaires, comme les calcaires et les poudingues bien cimentés. Le phénomène peut apparaître surprenant à un nordique ; il est facile de montrer qu'il se répète un peu partout sous les latitudes méditerranéennes. Dès lors, il faudra rechercher une explication théorique et ramener à une loi commune tous les faits observés.

1° LE GRANIT DANS LES CORDILLÈRES CATALANES

a) **La Cordillère littorale.** Une expérience, même courte, des paysages de la Chaîne Catalane montre vite que le granit est plus tendre que la plupart des autres roches. Au nord du rio Besos, la Cordillère littorale allonge ses croupes molles façonnées dans le granit à micas noirs ; tous les reliefs un peu hardis sont constitués par des gneiss, par des granulites ou par des filons aplitiques ou porphyriques : par exemple, la Sierra de Carreras, le Turo-del-Trull, etc. Un faubourg de Barcelone, Horta, est construit dans un amphithéâtre déblayé dans le granit et entouré d'une auréole métamorphique plus résistante. On pourrait multiplier les exemples ⁽¹⁾.

b) **Montseny et Guillerics** (carte n° 62). Le massif du Montseny (*sensu lato*) est un bloc ancien faillé sur son versant sud-est, où il fait face à la dépression tectonique du Vallès, et basculé vers l'ouest et le nord-ouest. De ce côté, le massif plonge régulièrement sous sa couverture sédimentaire, et des surfaces

(1) Voir la carte géologique d'Almera au 1 : 40.000 (7 feuilles parues).

d'érosion parfaites ont été exhumées : surfaces pré-triasiques sur le versant ouest, dont la couverture de Buntsandstein atteint

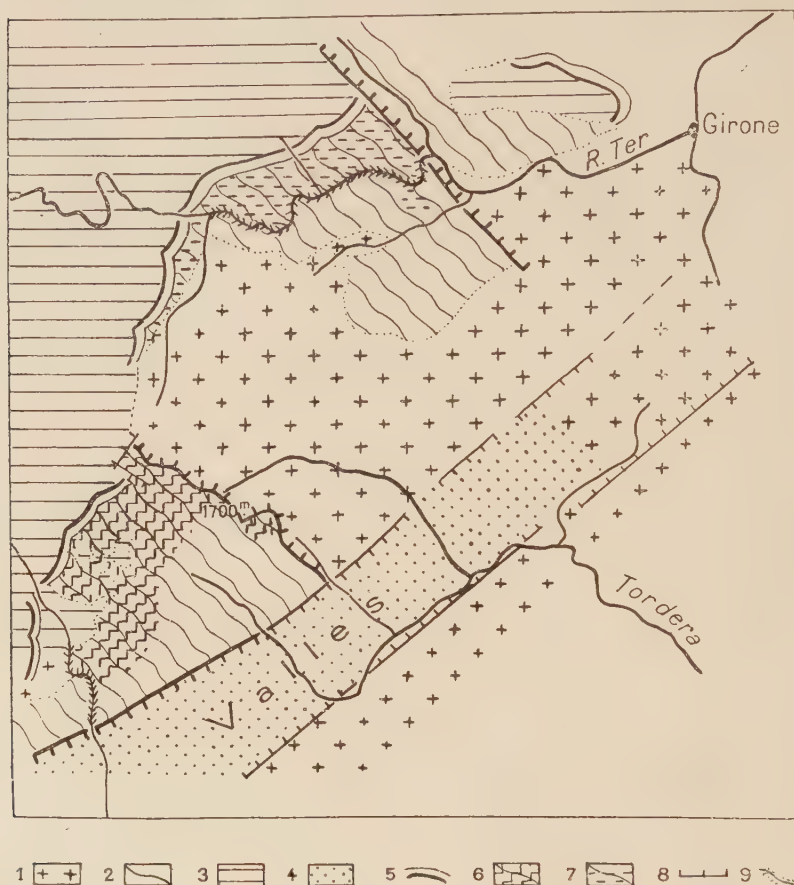


Fig. 62. — Carte morphologique du Massif de Montseny et des Guillerries

1. Granit. — 2. Schistes métamorphiques. — 3. Couverture secondaire et éocène — 4. Néogène détritique. — 5. Principales cuestas. — 6. Surface d'érosion pré-triasique. — 7. Surface d'érosion pré-éocène. — 8. Escarpement de faille. — 9. Vallées encaissées.

Le trait sinueux à barbeles qui limite le Massif du Montseny représente un escarpement de faille modifié par l'érosion différentielle.

1.200 mètres, et surface pré-éocène dans les Guillerries, qui surgit de sous la côte orgueilleuse du Faro. Or, ces surfaces ne sont bien conservées que là où elles sont développées sur les schistes méta-

morphiques (fig. 63). A égalité de pente, d'altitude et de situation par rapport au niveau de base, la surface pré-éocène est parfaitement rigide sur les schistes au nord-est de Vilanova-de-Sau ; au sud de la même localité, sur le granit, elle est considérablement surbaissée et ravinée, et ne subsiste plus que dans un profil tangent aux lignes de crête. Quant à la surface pré-triasique du versant ouest, elle monte sur les schistes et calcaires jusqu'à la faite du massif (Matagalls, 1.700 mètres), puis s'arrête brusquement au bord d'un abrupt orienté NO-SE. Au delà, s'étend un pays de croupes granitiques ondulées, où aucun point ne dépasse 1.000 mètres. Or, le tracé de l'escarpement coïncide, dans ses moindres détails, avec celui de l'auréole métamorphique. Le col de Sant-Marsal correspond à une avancée, vers le sud-ouest, du Batholite granitique ; la haute cuvette de Santa-Fé a été déblayée dans une apophyse de ce Batholite entre les masses métamorphiques du Turo-de-l'Home et du Turo-de-Moro ; le ruisseau qui s'en échappe s'encaisse profondément, après avoir coulé tranquillement, parce qu'il traverse des roches plus dures (granit granulitique). Cependant, nous hésitons à attribuer à l'érosion différentielle un abrupt de 700 mètres de hauteur relative mesurant 15 kilomètres de long ; comme il est parallèle aux failles qui ont découpé l'extrémité nord du Massif Catalan, en particulier la faille du Rio Amer, nous admettrons provisoirement que l'origine de l'escarpement est une dislocation, mais qu'en reculant, son tracé s'est adapté aux différences lithologiques. Au delà de la zone granitique et de ses molles collines qui portent la station balnéaire de San-Hilario-de-Sacalm, le relief retrouve quelque énergie ; les microgranits forment la butte de San-Miquel-de-Volterra. Au contact avec la plaine de Gironne, le massif se termine par le bel escarpement de faille du Rio Amer, très bien conservé parce que taillé dans des micaschistes à muscovite.

c) **Les massifs du Priorat** ⁽¹⁾. Dans le Priorat, reparait une masse importante du socle ancien, dont la couverture, comme dans le Montseny, n'est plus affectée que par des ondulations et des cassures. Il comporte de larges affleurements granitiques qui permettent de vérifier à nouveau la loi de la moindre résistance du granit.

I. LE REBORD DU CAMPO DE TARRAGONE. — La vaste plaine

(1) Voir les cartes hors-texte de H. Ashauer et R. Teichmüller et les cartes au 1 : 50.000 : feuilles de Reus, Cornudella, Mora de Ebro.

de piedmont du Campo de Tarragone s'adosse, au nord, à des reliefs élevés qui dépassent 1.000 mètres. Dans beaucoup de cas, le contact s'opère par l'intermédiaire de failles directement perceptibles dans le relief, par exemple la faille de la Selva dirigée NE-SO et signalée par les auteurs ; de même, la faille nord-sud qui ferme à l'ouest le Campo de Reus, la Sierra de Pedrera constituant un gradin intermédiaire basculé vers l'ouest, dans un escalier dont les degrés inférieurs sont évidemment cachés sous les alluvions. Mais, très souvent aussi, l'abrupt n'est dû qu'à l'érosion différentielle qui a évidé le granit, plus tendre que toutes les autres roches. Aidés des cartes de H. Ashauer et Teichmüller, suivons le contact du granit avec les schistes encaissants et les calcaires discordants. La vaste cuvette d'Alforja (350-400) est entièrement déblayée dans le granit. Au nord, elle est dominée par un double escarpement de carniols et de muschelkalk reposant sur le Buntsandstein (1.000 mètres). Au nord, le long de la route de Vilaplana cette couverture vient directement au contact avec le granit, vers 580-600 mètres, ce qui permet d'évaluer le creusement à 250 mètres en moyenne. Au nord-est, le soubassement est formé par des schistes métamorphiques qui renforcent la solidité de l'escarpement : quand ceux-ci disparaissent, la cuvette commence. A l'ouest et à l'est, la cuvette se prolonge par des golfes adventices vers la Selva et le long de la cuvette de Flix dont les limites coïncident avec ceux du Batholite. Les schistes métamorphiques de Puigcerver (800 mètres) et Puig-Rocans (571 mètres) ont perdu leur couverture sédimentaire, mais n'ont subi qu'un faible surbaissement par rapport au plan de la pénéplaine post-hercynienne, et dominant de 2 à 300 mètres le fond de la cuvette. Au sud, la large butte de Rocabruna (540 mètres), en schistes également, ferme presque la cuvette, ne laissant qu'un double goulet granitique suivi par les torrents d'Alforja et Maspujols. Plus au sud, c'est encore la ligne de contact du granit et des schistes qui dessine le paysage. Aux pieds de la corniche de muschelkalk de la Sierra d'Argentera, la longue croupe schisteuse de la Lomada-Coix culmine encore à 550 mètres et sépare les deux dépressions parallèles de Riudecols et Dosaigües, où, malgré de nombreuses enclaves, le granit domine.

Ainsi, une couronne calcaire (muschelkalk et carniols), formée des roches les plus dures, domine tout le paysage : au dessous du plan de discordance, l'érosion a marché très vite dans les granits, beaucoup plus lentement dans les schistes métamorphiques et grauwakes.

II. LE BASSIN DE FALSET (fig. 63). — L'étude du bassin de Falset met en évidence, de façon aussi nette, les propriétés spéciales du granit.

La muraille orientale est formée, au sud de Falset, par le Muschelkalk et le Buntsandstein. Or, cet abrupt rectiligne, orienté

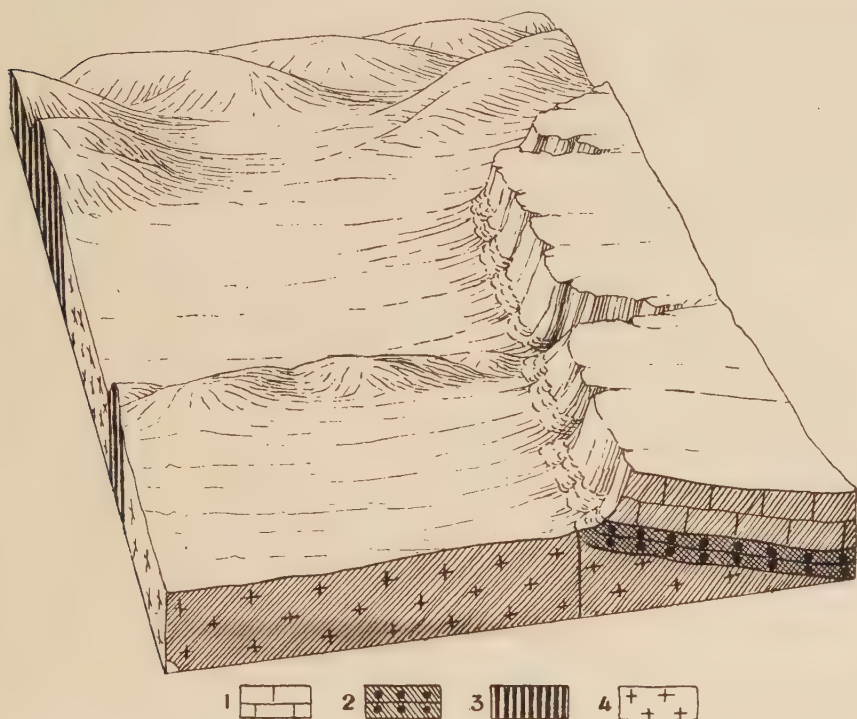


Fig. 63. — Bloc diagramme représentant le nord-ouest du Bassin de Falset
(dessiné par J. Bertin)

1. Calcaires du Muschelkalk. — 2. Buntsandstein. — 3. Schistes métamorphiques.
— 4. Granit.

L'observateur regarde vers le Nord.

nord-sud, est un escarpement de faille inversé. Le bloc soulevé, formé de granit, a été facilement déblayé, tandis que le calcaire triasique du bloc affaissé restait en saillie. Au nord de la route de Falset à Pradell, la faille disparaît, et l'abrupt de Muschelkalk n'est plus qu'une simple côte. Mais le creusement est descendu d'une centaine de mètres en dessous du niveau de la pénéplaine

pré triasique. Au nord, le bassin est limité par des collines chauves dont les courbes convexes dénoncent de loin la nature schisteuse; même observation au nord-est, le long de la route de Bellmunt-de-Ciurana. La coupe de la faille parallèle à la route de Pradell et qui met en contact le muschelkalk et les carniolites avec le socle ancien, fournit la contre-épreuve. Elle n'est pas invertie, car le socle ancien se compose ici de schistes. A l'ouest, le sous-sol du bassin, constitué tantôt de granit et tantôt de schistes, plonge doucement sous une côte normale formée de butsandstein et de muschelkalk. La plus grande résistance des schistes ne se marque plus guère dans le paysage, car le plan de la pénéplaine posthercynienne est voisin du niveau de base, si bien que l'érosion différentielle n'a pu faire sentir son action. A l'intérieur du bassin, la moindre enclave schisteuse se traduit par une bosse : ainsi s'explique la petite échine qui part de la cote 482, en direction nord-ouest.

Une objection peut se présenter : on pourrait supposer que le déblaiement du bassin s'est opéré à une époque relativement récente, mais dans une roche profondément altérée par la décomposition chimique prétriasique. Dans certains points, la surface du sol coïncide presque avec la pénéplaine prétriasique ; le fait n'est pas douteux : les traces de kaolin qu'on y relève sont incompatibles avec le climat actuel. Mais, dans tout l'angle nord-est du bassin, le creusement est descendu jusqu'à 150 mètres au moins en dessous du niveau prétriasique, chiffre très supérieur à la plus grande épaisseur connue d'un sol tropical.

2° PROVENCE, CORSE, SARDAIGNE, etc.

Des observations analogues peuvent être faites dans les massifs granitiques de la Méditerranée occidentale.

Dans les Maures, la bande granitique de Plan-du-Lac est excavée entre deux massifs gneissiques dont le plus méridional la sépare du niveau de base. A l'extrémité orientale de l'affleurement, les grès permians, eux-mêmes, paraissent plus résistants que le granit à biotite.

En Corse, J. Blache ⁽¹⁾ pose en principe la faible résistance du granit, postulat indispensable à la compréhension du relief. Et le seul examen de la carte au 1/80.000^e en permet la vérification rapide.

(1) J. Blache (27).

La route remontant la vallée de Solenzara suit, à partir du col de Legone, une dépression tapissée d'éboulis et d'arènes dont les contours correspondent exactement aux limites du granit ; plus loin, vers l'ouest, le plateau de Zonza offre également des formes très mûres. Entre ces deux zones granitiques, la chaîne des Aiguilles de Bavella, orientée nord-sud, dresse sa silhouette fantastique : c'est qu'elle est constituée uniquement de granulite.

Entre l'Hospedale et Porto-Vecchio, s'étend une surface molle de granit, d'où émergent des pyramides de granulite : entre les golfes de Ventilogne et de Figarri, la dépression suivie par la route est creusée dans du granit tendre, encadré par deux barres, l'une à l'est, formée de granulite et abordant la mer par des falaises plus élevées, l'autre à l'ouest, dessinant une crête irrégulière où la granulite affleure de façon discontinue, alternant avec des taches de granit amphibolique. Au milieu de la dépression, émergent quelques rochers résiduels granitiques, comme le Lion-de-Rocapina. Les hautes vallées mûres, suspendues vers 1.000 mètres dans le cœur de l'île, sont pour la plupart déblayées dans le granit. En parcourant la feuille d'Ajaccio, on pourrait multiplier les exemples. J. Blache ⁽¹⁾ a été tellement frappé par cette mise en valeur dans le relief des moindres nuances pétrographiques, qu'il en arrive à dénier toute valeur cyclique aux aplanissements constatés sur le granit. Cette conclusion semble quelque peu exagérée. Elle soulève d'ailleurs un problème général que nous aborderons plus loin.

Le cas de la Sardaigne permet la démonstration d'une autre inégalité : le granit y offre moins de résistance à l'érosion que les calcaires crétacés et jurassiques. Dans le sud de l'île (fig. 64), la dépression de Dorgali, longue de 20 kilomètres, montre un sous-sol granitique, alors que les versants sont formés de calcaires secondaires. Les premiers observateurs avaient attribué à un effondrement médian cette disposition singulière. R. Teichmüller ⁽²⁾ a montré que les murailles symétriques sont de simples cuestas dues à l'érosion différentielle qui a déblayé le granit au cœur de l'anticlinal ; des cailloux roulés, conservés dans les poches karstiques du plateau synclinal calcaire, indiquent que l'ancien drainage était directement adapté à la structure, et que, depuis ce moment-là, une véritable inversion de relief s'est opérée aux dépens du granit (p. 52-53).

(1) J. Blache (27).

(2) R. Teichmüller, *Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Beiträge zur Geol. der west. Mediterrangebiete*, Berlin, 1931.

Jusqu'ici, le granit n'avait été signalé comme une roche tendre, que dans des climats plus chauds que le climat méditerranéen. Citons seulement quelques exemples empruntés à l'Amérique. Selon O. Schmieder ⁽¹⁾, au cœur de l'île de Porto-Rico, des bassins sont déblayés jusqu'à 150 mètres dans le granit (p. 54). Au Mexique, dans la sierra Madre-de-Chiapas ⁽²⁾, le granit des Llanos a été facilement aplani, tandis que l'érosion respectait les massifs calcaires. Etudiant les régions granitiques de Californie, W.-M. Davis ⁽³⁾ écrit : « No others mountains make rocks waste away so rapidly as granites under arid weathering » (p. 215), et en particulier : « The batholithic granites are less resistant to desert weathering than are the schists into which they where

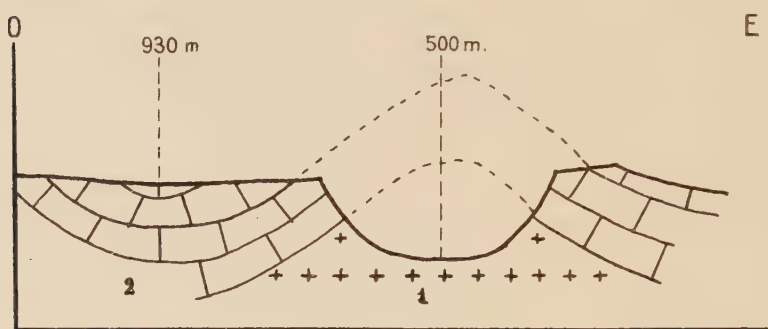


Fig. 64. — Coupe de la dépression de Dorgali (Sardaigne), suivant R. Teichmüller

1. Granit. — 2. Calcaires.

intruded ». Le Sahara offre des exemples analogues. Dans la Chaîne Arabique, les cours d'eau ont largement déblayé les zones granitiques et se sont encaissés dans les roches schisteuses. Dans le Ahagar, les pitons de rhyolithe sont mis en saillie par rapport au granite voisin. Le modelé n'est d'ailleurs pas probablement lié au climat actuel ; c'est sans doute la survivance d'un passé plus humide. Ce phénomène général appelle donc une large discussion théorique du problème, où nous essaierons de répondre à trois questions fondamentales.

(1) O. Schmieder, *Landerkunde Mittelamerikas*, 1934.

(2) L. Waibel, *Die Sierra Madre de Chiapas*, Mitt. der G. Ges., Hamburg, 1933.

(3) W.-M. Davis, *Granitic domes of the Mohave Desert*. Transactions of the San Diego Soc. of Nat. History, 1933.

1° Peut-on expliquer les processus de l'érosion en tenant compte des propriétés physico-chimiques du granit ?

2° Dans quelle mesure sont-ils actuellement en œuvre ? Dans quelle mesure s'agit-il d'un phénomène ancien conditionné par un climat plus chaud ?

3° Enfin, à quelle date placer cet épisode ?

PROCESSUS D'ÉROSION DU GRANIT DES PAYS MÉDITERRANÉENS

Le granit des pays méditerranéens réunit deux propriétés, en apparence contradictoires. D'une part, il est très *sensible à l'attaque des agents chimiques*. Il est ainsi transformé rapidement en grains que le ruissellement transporte sans peine. Ce sera donc une proie facile pour ce que nous avons proposé d'appeler l'érosion « aréolaire ». ⁽¹⁾

D'autre part, il est caractérisé par une grande *résistance à l'érosion verticale* des cours d'eau ou érosion « linéaire ». En raison de sa structure grenue, une scie s'enfonce beaucoup moins facilement dans un bloc de granit que dans les roches sédimentaires et les roches métamorphiques feuilletées.

Pour expliquer la première loi qui fait du granit la plus tendre de toutes les roches éruptives, il faut rechercher le minéral peu stable dont la transformation chimique provoque la désagrégation de la roche. Nos observations montrent qu'il s'agit de la biotite. Les régions granitiques déprimées que nous avons analysées dans les Pyrénées orientales et la Chaîne Catalane sont toutes creusées dans le granit à biotite. Partout, le sol décomposé y atteint des épaisseurs considérables. Un puit foré à Puig-Redon, sur la Cordillère côtière Catalane, au sommet d'une croupe (ce qui élimine l'arène de transport), a traversé 18 mètres de granit décomposé, avant d'atteindre la roche saine. Le long des routes, les cantonniers creusent des abris spacieux dans la roche *in situ*. L'examen de l'arène montre que les plans de clivage des feldspath sont encore frais, alors que la biotite a été déjà entièrement transformée. La résistance supérieure de la granulite, que nous avons notée si souvent, fournit comme une inégalité du premier degré qui permet de déterminer une inconnue. La texture des deux

(1) P. Birot, *Bull. Ass. Géog. Fr.*, 1933. A propos d'une communication d'A. Cholley.

roches est à peu près la même (la présence du quartz rétracté dans la granulite ne doit pas modifier sensiblement sa résistance à la désagrégation : les feldspath étant les mêmes, ce sont donc les micas qui constituent l'élément différentiel). Lorsque les deux roches sont tranchées par une même surface d'érosion (par exemple, la surface de la Perche), les paillettes de muscovite gardent encore tout leur éclat, tandis que les biotites sont pourries. Sur la « surface de pédiment » qui flanque, au sud, la Guadarrama orientale et qui tranche des gneiss à deux micas, seule la muscovite est intacte. De même, les filons d'aplite sont partout en saillie dans la Chaîne Catalane :

a) Parce qu'il s'agit d'une roche à éléments très fins et, par conséquent, peu sensible aux variations de volume des cristaux constituants ;

b) Et surtout parce que l'aplite est très leucocrate et renferme peu de biotite.

Ces résultats sont en plein accord avec ceux qui ont été obtenus, par d'autres chercheurs, aux mêmes latitudes ou à des latitudes plus basses. Au Portugal, Lautensach ⁽¹⁾ attribue la décomposition en boules aux eaux d'infiltration qui glissent sous les écailles et dissolvent l'oxyde de fer des micas. De même, au Japon, en Corée, F. Ruellan ⁽²⁾ a pu montrer, grâce à une série de coupes minces, que la biotite s'hydrate très rapidement dans les conditions de climat actuel, entraînant la désagrégation de la roche, que l'auteur oppose à la décomposition ou kaolinisation. Dans des conditions de climat extrêmement différentes, les cuvettes de l'ouest américain renferment des arènes composées uniquement de quartz et de feldspath relativement frais et dont tout le mica noir a disparu par solution : ce sont les alplites.

Par contre, dès qu'on pénètre dans les zones intertropicales, spécialement dans celles qui possèdent une longue saison humide, la décomposition des feldspath est la cause essentielle de l'effritement de la roche : par exemple, sur les pentes bien arrosées du rebord oriental des plateaux brésiliens. Ainsi, tout se passe comme si la décomposition du granit à partir de la biotite était le privilège des climats subtropicaux et méditerranéens.

Les considérations qui précèdent justifient donc les processus de l'érosion différentielle qui laisse en saillie les roches, ou bien trop riches en silice (cornéenne, nombreuses variétés de schistes

(1) H. Lautensach, *Portugal*, I, P. Mit. Ergzh. N° 213, Gotha, 1932.

(2) Ruellan, 128.

métamorphiques), ou trop pauvres en gros cristaux de biotite (granulite, aplite, syénite, porphyre, etc.). Reste à expliquer l'infériorité du granit par rapport au gneiss dont les constituants minéraux sont les mêmes, et aux calcaires facilement dissous par les eaux chargées d'acide carbonique.

Ces phénomènes ne peuvent se comprendre que dans le cadre d'une loi générale qui exerce une influence déterminante sur les reliefs granitiques, sous un climat subtropical à longue saison sèche : les surfaces planes et peu inclinées s'abaissent rapidement en restant parallèles à elles-mêmes sous l'action de l'érosion aréolaire, tandis que les pentes raides reculent sans s'adoucir. En effet, pour que le granit se décompose, il faut qu'il soit imprégné d'eau, et, sous un climat à tendances arides, la roche ne sera imbibée de façon durable que si la pente du sol est faible. Le mode de décomposition du granit, soit en grains très fins, soit en boules et en gros blocs, explique également, comme l'a montré W.-M. Davis, l'absence de pentes ayant une valeur moyenne. Au mode de désagrégation en boules correspond un talus d'équilibre très raide. Dès que les boules sont réduites en poudre, le talus d'équilibre devient voisin de l'horizontale. Au contraire, les autres roches, qui se débitent en fragments de toutes les dimensions, présenteront des pentes qui pourront prendre toutes les valeurs intermédiaires possibles.

Les conséquences du principe que nous venons d'expliciter sont multiples :

a) Le développement et la conservation d'inselberge se raccordant au substratum aplani par un angle franc ;

b) La conservation des escarpements de faille qui persistent longtemps, tandis que l'érosion aréolaire enlève rapidement des tranches régulières de matière au versant doux du bloc basculé qui s'abaisse, en restant parallèle à lui-même. C'est le phénomène que nous avons noté dans l'Ampurdan septentrional (faille du Llobregat et du pic Llosas). On en déduit qu'une faille mettant en contact le granit avec une roche plus dure ne sera inversée que si une surface cyclique la nivelle préalablement. L'érosion aréolaire pourra alors s'exercer rapidement pour mettre en valeur le contraste lithologique. Pour la même raison, si un horst étroit est soulevé brutalement, il conservera pendant longtemps un relief hardi. Par là, l'immunité granitique se rapproche de l'immunité karstique dont jouissent les reliefs calcaires à forte pente et faible surface. C'est que les deux roches sont sensibles à la décomposition chimique.

c) Une troisième conséquence importante est la formation des surfaces de dégradation lente, que l'analyse régionale a rencontrées à de si nombreux exemplaires. Il s'agit d'une juxtaposition de vallées mûres séparées par des chicots rocheux, indépendantes du niveau de base et de toute signification cyclique. Le point de départ de leur formation est une surface cyclique normale. Si elle est soulevée, le rajeunissement va s'opérer de façon très différente, suivant qu'on aura affaire au cours d'eau principal ou à la multitude des petits talwegs insignifiants, caractéristiques des régions granitiques à cause de leur imperméabilité et des diaclases de toutes directions qui les fissurent. En raison de la résistance du granit à l'érosion linéaire, seul le cours d'eau principal aura assez de force pour créer de véritables versants raides qui, comme tels, n'évolueront que très lentement. Au contraire, à l'amont, le chevelu des petits talwegs possédant une érosion linéaire très faible ne s'enfoncera pas suffisamment vite pour créer des pentes raides. La décomposition chimique restera toujours active, et le profil de la vallée s'abaissera tout en conservant une forme concave sénile. Au fur et à mesure que les talwegs, en se réunissant, prennent de la force, les cuvettes s'approfondissent davantage, et elles finissent par perdre leur profil concave. Dans ces conditions, le secteur amont évolue de façon indépendante du secteur aval, et ceci pendant très longtemps, en raison des difficultés que trouve l'érosion régressive à se propager (résistance de la roche à l'érosion linéaire, et disposition du réseau hydrographique aux ramifications multiples). Ainsi s'explique-t-on également que les cotes les plus hautes se trouvent parfois au voisinage de la rivière principale (par exemple, au nord de l'Ampurdan, le long du Rio Torrella qui traverse un groupe de buttes plus élevées d'une trentaine de mètres que les collines voisines) ; l'érosion aréolaire, à l'amont, abaisse de façon uniforme l'ensemble des surfaces de dégradation lente, tandis que l'érosion linéaire du cours d'eau principal n'exerce que peu de surbaissement et modèle des pentes raides jouissant d'une immunité spéciale.

Une brève comparaison avec un paysage de schistes, dont les propriétés sont inverses de celles du granit, mettra mieux en lumière les causes du développement des surfaces de dégradation lente (fig. 65). Sur les schistes, d'une part, la décomposition chimique n'a que peu de prise. D'autre part, l'érosion linéaire est toute puissante, en raison de la texture feuilletée et aussi de la disposition fréquente du réseau hydrographique en feuille de

fougère qui facilite la concentration du drainage. A part une brève section infantile dans la région des cols, où les glissements l'emportent sur le creusement, tout le reste de la vallée est modelé en croupes convexes affirmant la prédominance de l'érosion verticale. La surface de dégradation lente est donc la partie la plus originale du paysage granitique, parce que sa formation implique la mise en jeu de toutes les propriétés spéciales physico-chimiques de la roche.

d) L'application des mêmes principes va nous permettre maintenant de justifier le contraste avec les reliefs gneissiques (fig. 65). Les constituants minéraux du gneiss sont les mêmes, donnant les mêmes possibilités à l'érosion aréolaire. Quant à la



Fig. 65. — Profils comparés d'une topographie granitique (I) et d'une topographie schisteuse (II)

texture, elle facilite considérablement l'érosion linéaire dans les gneiss. C'est précisément cette dernière propriété qui donne, aux sommets des massifs gneissiques, une altitude moyenne supérieure à celle des massifs granitiques. Les cours d'eau s'enfonçant rapidement déterminent en effet des pentes raides où l'érosion chimique est moins active, parce que la roche n'est pas suffisamment imbibée d'humidité. Le massif gneissique aura des vallées plus profondes, séparant des crêtes plus aiguës et plus élevées, tandis que le batholite granitique, d'altitude inférieure et aux formes plus lourdes, sera moins disséqué par les vallées principales. Ce contraste dans les paysages, c'est celui qui sépare, au sud de la vallée du Tech, Roc-de-France et le batholite de Saint-Laurent-de-Cerdans.

Cette « immunité » des pentes raides cristallines suppose,

nous l'avons vu, une longue saison sèche. Sous les climats suffisamment humides et chauds, le granit se décompose très rapidement, même sur des pentes raides. D'après les observations de F. Ruellan ⁽¹⁾ au Japon, malgré l'activité de l'érosion linéaire surexcitée par des mouvements tectoniques récents, la désagrégation travaille encore plus vite, et les versants des grandes vallées conservent un profil concave. Au Brésil, le relief de la Sierra do Mar présente des faits homologues : sur les flancs d'un escarpement de faille en pleine dissection, les couches de terre meuble ont plusieurs mètres d'épaisseur. Il est permis de prévoir que, dans ces conditions, le gneiss doit être au moins aussi tendre que le granit.

Enfin, sous les climats complètement arides, où l'érosion linéaire joue un rôle subordonné et où la désagrégation mécanique joue un rôle plus important que la décomposition chimique, le granit restera également en saillie au-dessus des gneiss, parce que la désagrégation mécanique s'attaque plus rapidement aux gneiss, en raison de leur texture feuilletée.

La supériorité des gneiss sur le granit n'apparaîtra donc que dans des aires assez limitées, suffisamment humides pour avoir une érosion linéaire active et suffisamment sèches pour que les pentes raides échappent à la décomposition chimique. Cherchons à préciser les conditions climatiques qui doivent y régner :

La conception de l'immunité des pentes raides cristallines vis-à-vis de la décomposition chimique résoud une contradiction apparente qu'on a pu relever dans les observations des explorateurs sahariens. D'une part, les obélisques d'Égypte sont restés à peu près intacts depuis 5.000 ans, à cause de la sécheresse de l'air ⁽²⁾, d'autre part, les surfaces planes, imbibées de temps à autre par l'eau d'une crue, se décomposent rapidement en boules (R. Perret) ⁽³⁾. Pour qu'on puisse concevoir le déblaiement actif d'une aire granitique, il suffit de supposer que la crue se produise plus régulièrement et couvre une étendue plus considérable que sous le régime actuel. La quantité d'eau requise pour l'imprégnation convenable d'une surface plane sera moins grande pour une région semi-aride, résultant de la dégradation d'un régime

(1) Ruellan, 128.

(2) Si l'on transporte cette pente raide sous un climat où l'atmosphère est constamment humide, elle se décomposera rapidement; c'est ce qu'on a pu vérifier expérimentalement sur l'obélisque apporté à New-York (Emm. de Martonne, 73).

(3) R. Perret, 122.

méditerranéen, à pluies d'hiver, que pour une région où l'aridité provient de la dégradation du régime sénégalien. Dans ce dernier cas, en effet, l'évaporation est si forte que la tranche d'eau nécessaire à la décomposition du sol exercera déjà une action puissante d'érosion linéaire sur les roches feuilletées. Il en résulte que le climat le plus favorable à l'érosion différentielle qui déblaie les aires granitiques est un climat méditerranéen semi-aride dégradé. Si la période glaciaire quaternaire a entraîné une migration générale des zones climatiques vers le sud, suivant l'hypothèse de certains auteurs (Gautier) ⁽¹⁾, on s'aperçoit que ces conditions climatiques *optima* ont été alors réalisées au Sahara et dans l'ouest aride américain ; ainsi s'expliquent les observations faites plus haut, p. 284.

e) On peut faire entrer, dans le cadre des lois précédemment énoncées une dernière inégalité : celle qui oppose les murailles calcaires aux aires granitiques facilement déblayées. Sous un climat tempéré froid, l'hydratation de la biotite ne s'opère plus que très lentement, mais la dissolution du calcaire demeure active. Le calcaire se comporte comme une roche très tendre : le cas le plus remarquable est celui de l'Irlande soumise à un climat océanique très caractérisé.

Si nous envisageons maintenant un climat chaud à saison sèche (climats méditerranéens et subtropicaux), le calcaire n'y sera pas moins sensible que le granit à l'érosion chimique : mais, à cause de la perméabilité de la roche, cette action s'exercera souterrainement. Supposons un plateau granitique et un plateau calcaire de même niveau, soulevés, point trop brutalement, au-dessus du niveau de base. Dans un même temps donné, la surface du plateau granitique s'abaissera d'une tranche, tandis que le plateau karstique, à peine troué de quelques gouffres, aura conservé sensiblement la même altitude, parce qu'une bonne partie du matériel dissous aura été empruntée aux couches profondes. De plus, pendant la saison sèche, le granit sera vigoureusement travaillé par la désagrégation mécanique, d'origine thermique, qui a beaucoup moins d'action sur le calcaire dont la constitution est homogène.

Sous un climat extrêmement humide, la marche des phénomènes ne serait sans doute pas la même. L'érosion karstique serait tellement activée qu'elle agirait au moins à la même vitesse que l'érosion aréolaire attaquant le granit. De nombreuses obser-

(1) E.-F. Gautier, « Remarques sur la morphologie du Fouta-Djallon » (*Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 1932).

ventions nous ont appris que, dans ces conditions, les massifs calcaires fondent littéralement (karst indochinois) ⁽¹⁾, tandis que la vitesse de propagation de la décomposition à l'intérieur d'une masse granitique est limitée. D'autre part, comme il n'y a plus de saison sèche, la désagrégation mécanique ne joue plus qu'un rôle secondaire.

LA DÉCOMPOSITION DU GRANIT EST-ELLE UN PHÉNOMÈNE ACTUEL DANS LES RÉGIONS MÉDITERRANÉENNES ?

D'après les raisonnements théoriques qui précèdent, les conditions climatiques indispensables à l'élaboration d'un paysage granitique de dégradation lente, sont: 1° des températures élevées; 2° une saison sèche. Il convient maintenant de se demander si elles sont intégralement réalisées par le climat méditerranéen actuel. Tout permet de penser que la décomposition du granit a été encore plus active au Pontien et au Pliocène, dont le climat chaud s'est d'ailleurs étendu à des latitudes plus septentrionales. Pour déterminer dans quelle mesure l'excavation des aires granitiques est un phénomène fossile, il faut examiner les limites dans lesquelles il peut être observé en altitude et en latitude.

1° **Limite occidentale sur le versant nord des Pyrénées.** — Dans la vallée de l'Ariège, la vallée de la Bargaillère offre un très bel exemple d'inversion de relief dans une aire granitique, comme l'avait déjà montré L. Goron (57). A l'est et au sud, des collines assez molles viennent buter contre les parois d'un amphithéâtre excavé dans les schistes et calcaires métamorphiques du massif de l'Arize, tandis qu'au nord elles sont dominées par la barre de calcaires aptiens de Caralp. Les petits batholites granitiques de la vallée du Salat ont une altitude moyenne inférieure à toutes les autres roches voisines, le cénomanien excepté, mais les formes granitiques ont le même profil convexe que les schistes voisins. Le paysage granitique est déjà moins bien différencié. Enfin, plus à l'ouest, le granite de la forêt d'Arbas et de la Rhune se manifeste comme une roche dure. Tout se passe donc comme si le phénomène analysé dans les Pyrénées orientales était lié au climat méditerranéen.

(1) L. Cuisinier, « Régions calcaires de l'Indochine » (*Ann. de Géog.*, 1929).

2° Limite en altitude dans les Pyrénées. — Dans la région des hauts sommets, le granit se comporte comme une roche aussi dure que le calcaire et les schistes métamorphiques, et plus dure que les gneiss. Les cimes du Madrès juxtaposent à la même altitude les schistes métamorphiques et le granit. Celui-ci constitue encore les plus hauts sommets de l'Andorre autour du cirque des Pessons et du massif de Campcardos. Enfin, le massif culminant des Pyrénées, celui des Monts Maudits, correspond à un immense batholite. Tous phénomènes qu'il était aisé de prévoir, puisque la diminution des températures moyennes entraîne forcément une plus grande résistance du granit.

Mais, ce qui est plus remarquable, c'est que la limite des arènes granitiques coïncide avec la limite inférieure des glaciers de plateaux quaternaires. En Cerdagne, la surface de la Perche, qui a échappé à la glaciation, commence à être rajeunie par une érosion différentielle qui laisse en saillie les schistes métamorphiques. Le replat qui prolonge jusqu'au Carol la surface de la Perche est légèrement surbaissé dans le petit bassin granitique de Dorres, par rapport à l'auréole métamorphique de la bosse cotée 1.688 mètres; un système de cols coïncide exactement avec le contact des deux roches. Le long de la vallée de Béna, la décomposition en boules apparaît à partir de 1.650 mètres. La roche complètement pourrie est zébrée par les rayures jaunes des chemins qu'il faut sans cesse déplacer à cause du ruissellement qui les transforme promptement en entailles profondes. Le palier s'abaisse insensiblement jusque vers 1.520 mètres. Mais, dès qu'on aborde l'auréole schisteuse, le relief se transforme : les croupes arrondies, entaillées de vallées étroites, se gonflent au-dessus de la surface de dégradation lente granitique. De même, au sud de Font-Romeu, le long de la rivière d'Eyne, une surface granitique de dégradation lente s'abaisse jusqu'à 1.450 mètres ; avec les schistes métamorphiques d'aval, l'altitude du plateau remonte à 1.600 mètres, malgré la proximité immédiate du niveau de base cerdan que la rivière d'Eyne rattrape dans une gorge pittoresque franchie en viaduc par le chemin de fer électrique : un tel paysage montre bien que la surface moyenne du granit descend plus vite que celle des schistes, bien que ceux-ci soient en proie à une érosion linéaire plus active. Une autre surface granitique de dégradation lente, à la limite de l'action glaciaire, est celle qui descend de la frontière d'Andorre vers la vallée du Sègre (1.800-1.300 mètres). Elle constitue un immense amphithéâtre : à l'ouest, les calcaires dévoniens forment corniche au-dessus des pentes blan-

châtres où l'arène s'écroule ; au nord et à l'est, le massif schisteux de Carabasa est ciselé de cirques. Le fond de la dépression est formée de croupes très planes, disséquées par de longs ravins et qui descendent rapidement vers le Sègre (1.800-1.400 mètres) ⁽¹⁾. Partout, la décomposition en boules est cantonnée au domaine péri-glaciaire. Il est instructif de comparer, à cet égard, le plateau de la Perche avec ses chaos de Targassonne et de Dorres, où l'on peut observer des exemples de desquamation corticale, aux surfaces unies des plateaux du Carlit. Cela signifie que, là où la roche a été raclee par les glaciers, les conditions climatiques ultérieures ont été défavorables à la décomposition en boules. A la périphérie du domaine glaciaire quaternaire, les chaos seraient donc des formes fossiles : nous retrouvons un résultat analogue à celui qui avait été exprimé par Lautensach ⁽²⁾ étudiant la Sierra d'Estrella, au Portugal.

3° Limite septentrionale. — L'Europe tempérée froide conserve encore quelques traces d'une topographie où le granit se comportait comme dans les pays méditerranéens. Au sud d'Aurillac, dans le Plateau Central, A. Meynier ⁽³⁾ a signalé l'existence de petits bassins granitiques entourés de schistes métamorphiques plus résistants. Mais le cas le plus curieux est celui des cuvettes du Morvan et du Charolais étudiées par A. Cholley ⁽⁴⁾. Une seule de ces cuvettes ou alvéoles, celle de la Clayette, offre une coupe rappelant les formes d'inversion de relief de la Chaîne Catalane. Elle est limitée à l'ouest par un bloc de calcaire bajocien affaîssé tectoniquement mais dominant topographiquement le pays granitique. Le creusement de l'alvéole précéderait de peu le dépôt des sables du Bourbonnais (fin du Miocène). Ce cas exceptionnel est la relique d'un passé qui, partout ailleurs, a disparu. Le granit se montre aussi dur que les schistes métamorphiques et que les calcaires de la région du Beuvray. Le seul exemple d'érosion différentielle bien nette à l'intérieur du massif ancien est fourni par le contact de la microgranulite et du granit ; il détermine les sinuosités du rebord nord de la cuvette de Saint-Hilaire, et l'alternance si remarquable d'étranglements et de bassins le long de la vallée de l'Yonne, au nord de Château-Chinon ⁽⁵⁾. Cette différence de dureté peut s'expliquer, dans les conditions de climat

(1) Mapa au 1 : 50.000, feuille de Bellver.

(2) H. Lautensach, *Portugal*, P. M. Ergzh. N° 213, Gotha, 1932.

(3) Meynier, 110. — (4) A. Cholley, 43.

(5) Carte au 1 : 80.000, Château-Chinon S.-O. et S.-E.

actuel, par la compacité plus grande des roches microgrenues. Dans la plupart des autres alvéoles, les cassures déterminent directement la topographie. Cependant, tout un ensemble de faits montre que les processus de l'érosion avant le dépôt des sables du Bourbonnais étaient analogues à ceux des régions méditerranéennes :

1° Les cuvettes les mieux réalisées (alvéoles du Charolais, alvéoles de Poil, de Château-Chinon, d'Arleuf) se trouvent dans le granit ou dans la granulite à biotite. Il est vrai qu'au nord-ouest d'Etang-sur-Aroux une topographie très molle du même type est développée dans de la granulite. Mais la granulite en question renferme, à côté de la muscovite, une quantité appréciable d'éléments noirs. Les couches d'arènes qui remblaient la dépression, et que A. Cholley rattache aux sables du Bourbonnais, renferment de nombreuses paillettes de muscovite intactes, mais jamais de biotite. C'est donc que celle-ci représentait l'élément soluble au moment de la formation du dépôt en question.

2° La topographie de l'alvéole, limitée tantôt par des escarpements de faille raides, tantôt par les versants longs des blocs basculés, s'accorde bien avec les lois de l'érosion en pays granitiques définies plus haut. Le versant doucement incliné dérive d'une portion de la surface prétriasique basculée, mais la présence de buttes résiduelles montre que la surface cyclique originelle a disparu depuis longtemps, et que le versant s'est abaissé en lui restant à peu près parallèle. Au contraire, les escarpements de faille ont été assez bien respectés par l'érosion antérieure aux sables du Bourbonnais. La double cuvette située à l'ouest de Château-Chinon en fournit un bon exemple. Elle est limitée par un système d'abrupts perpendiculaires orientés comme les filons hercyniens NO-SE et NE-SO. La maturité des vallées façonnées en fonction du niveau de base des sables de Chagny, n'a pas effacé la dissymétrie des versants. C'est ainsi que le bloc septentrional drainé vers le Vénon est encore dominé par le front abrupt du compartiment méridional basculé vers le sud-ouest et drainé par la rivière des Garats.

Si nous pouvons encore analyser les conditions de l'érosion pontienne dans les exemples précités, c'est que la topographie correspondante est peu soulevée au-dessus du niveau de base actuel. Partout où l'érosion ultérieure a été importante, le granit a été attaqué de façon toute différente. Par exemple, la cuvette d'Arleuf, située à l'est de Château-Chinon, est disséquée en longues

croupes convexes, au lieu de s'abaisser lentement, tout en conservant les formes générales concaves d'une surface de dégradation lente, comme il arrive aux latitudes méditerranéennes à des surfaces dont la pente longitudinale est tout aussi forte. C'est que, dans le Morvan, humide et froid, l'érosion linéaire est beaucoup plus active, et la décomposition chimique fortement ralentie. Nous saisissons ici la part personnelle du climat méditerranéen actuel dans l'élaboration des paysages granitiques.

Il est infiniment probable que les surfaces d'érosion rigides à « inselberge », comme celles de Montalba et de Cantallops, sont le legs d'un climat plus chaud que le climat actuel, et datant peut-être du Pontien. Il a régné également à des latitudes plus septentrionales, mais ses traces y ont été effacées depuis le bouleversement quaternaire. Au contraire, la formation des surfaces de dégradation lente, la conservation des pentes raides, des escarpements de faille et des « inselberge » sont des manifestations du climat méditerranéen actuel. Celui-ci n'est pas qualitativement très différent du climat ancien (les températures sont seulement un peu moins élevées), si bien que le granit continue à se décomposer assez rapidement. Sans doute faudrait-il distinguer ici entre des régions sèches et encore relativement septentrionales, comme le massif de l'Agly (moins de 700 millimètres d'eau), où la décomposition n'est pas encore très rapide, et les régions plus chaudes et plus humides, comme la Cordillère catalane, dont les précipitations excèdent 1 mètres et où la roche décomposée atteint une épaisseur considérable, même sur des reliefs qui n'ont rien de sénile (ce qui montre que l'arène n'est pas fossile).¹

Nous pouvons maintenant préciser notre position vis à vis d'une dernière question qu'il est impossible d'éluder : quelle est la valeur cyclique des aplanissements développés sur le granit ?

1° Ces aplanissements ont certainement une valeur cyclique, puisque les vallées suffisamment importantes y sont encaissées en gorges. Or, d'après ce que nous venons de voir, il n'y a pas de différence très tranchée entre les conditions d'érosion actuelles et celles qui avaient permis le développement des surfaces. Pour qu'un changement de climat suffise à déclencher un encaissement brutal des rivières, il faudrait une brusque augmentation de l'érosion linéaire très invraisemblable. Une phase de repos tectonique est donc nécessaire pour comprendre l'aplanissement.

2° Mais la valeur cyclique des aplanissements ne nivelant que le granit ne sera que relative, puisqu'il s'agit d'une roche tendre. Le repos tectonique correspondant ne sera pas nécessai-

rement complet ou très long. De telles surfaces peuvent, en effet, se développer en liaison assez lâche avec le niveau de base, derrière une barrière de roches plus dures, par exemple. D'autre part, plus que pour toute autre roche, un aplanissement inauguré sur le granit peut se perfectionner à l'amont, pendant qu'une phase de rajeunissement est déjà intervenue à l'aval. En raison de la lenteur de l'érosion régressive, les petits talwegs de l'amont évoluent pratiquement en dehors de l'influence du niveau de base. Evidemment, ils ne pourront pas beaucoup étendre l'aplanissement initial, ni supprimer une montagne résiduelle, comme le voudraient les théories de W. Penck et de Schmitthenner ; toutes choses égales d'ailleurs, l'érosion régressive du cours d'eau principal ira plus vite que celle de ces têtes de source. Mais ils pourront perfectionner cet aplanissement, et la surface finale obtenue sera autant une surface d'accumulation qu'une surface d'érosion ⁽¹⁾.

Cette dernière considération peut seule expliquer l'horizontalité absolue de certaines cuvettes à la tête de source d'un minuscule ruisseau, et le contact assez brutal avec les reliefs périphériques. Le cas le plus frappant est celui de la cuvette de Tarerach, au nord de la Têt, qui se raccorde par des pentes concaves à des reliefs aigus. On a l'impression que la vallée est étouffée sous l'arène. De tels reliefs ont pu être facilement confondus avec des cuvettes de surcreusement glaciaire remblayées (massif du Madrès, cuvette de Roquefort).

Même en dehors des régions méditerranéennes, il faudrait manier avec précaution les aplanissements granitiques dans l'analyse cyclique. On peut imaginer, en effet, une surface d'érosion locale développée sur le granit, derrière un verrou de roches calcaires plus dures, dans des conditions de climat subtropical. Si le climat devient tempéré, froid, la barre calcaire s'usera rapidement, et, au contraire, l'aplanissement subsistera sur le granit devenu roche dure. On pourrait être tenté de s'en servir pour reconstituer l'ancien niveau de base correspondant, mais ce qui précède montre qu'on aurait tort de céder à la tentation.

(1) On sait que, d'après W. Penck, un niveau d'érosion partiel se forme sur les marges d'un bloc en voie de soulèvement lent et d'élargissement. L'accélération du soulèvement détermine une rupture de pente qui le sépare du niveau de base général, et l'aplanissement se poursuit tandis que les mouvements continuent à la périphérie. Une des difficultés principales, à laquelle se heurte cette conception, est que l'accélération du soulèvement donne une vigueur croissante à l'érosion régressive qui doit amener une dissection prématurée du bloc.

CONCLUSION

Il est temps de confronter ces résultats partiels avec les résultats non moins fragmentaires apportés par l'étude des hauts massifs de la Zone Axiale et du versant méridional. Chacune de ces trois parties raconte un morceau d'histoire différent: le versant est et la Zone Axiale, une histoire pontienne et pliocène, le versant sud une histoire surtout oligocène. Au moment de rapprocher ces fragments de film qui ne se raccordent pas entre eux, on éprouve le plus grand embarras à reconstituer un scénario vraisemblable.

Le problème essentiel est de comprendre comment et pourquoi les Pyrénées ont atteint leur altitude absolue actuelle. A cette question, nous pouvons tout au moins donner une réponse partielle. Deux points principaux semblent acquis :

1° La Zone Axiale s'est soulevée depuis le Pontien de 1.000 mètres au moins. Le niveau de la Perche, qui s'est développé en liaison plus ou moins directe avec le niveau de base général, ainsi que le prouve sa descente le long de la vallée de la Têt, atteint en effet 1.600 mètres. Sur les horsts, l'exhaussement a dû être plus considérable encore; il faut y ajouter au moins 300 mètres puisque les failles qui limitent le niveau de la Perche ont déterminé des facettes de 200 mètres de haut. Le gauchissement apparaît comme d'origine isostasique et comme la conséquence d'un déplacement vertical du flux intracortical. En effet, le Roussillon a tous les caractères d'une cuvette de subsidence, ayant fonctionné pendant le Pliocène inférieur, en compensation du soulèvement du massif du Canigou. D'autre part, si nous avons affaire à un mouvement épirogénique résultant d'une compression tangentielle, celle-ci aurait dû nécessairement plisser les zones faibles et les roches plastiques qui précédaient la chaîne. Or, il n'existe pas trace d'une orogénie aussi jeune dans les Pyrénées. Ces constatations nous empêchent de considérer les dislocations postpontiennes comme un « Grossfaltung », continuation de l'orogénèse antérieure.

2° La couverture plissée du versant méridional doit son altitude actuelle non à l'orogénèse éocène et oligocène, mais aux

mouvements épirogéniques postérieurs à la grande phase de remblaiement oligocène (qui monte peut-être jusque dans le Miocène), remblaiement qui a noyé les formes structurales développées antérieurement par l'érosion différentielle. Les poudingues sub-horizontaux les plus élevés atteignent 2.000 mètres près du front nord de la Série de Pedraforca, 1.700 mètres sur le front sud de son extrémité orientale ainsi que dans la région des Nogueras, 1.900 mètres dans la Sierra de Boumort. Ces chiffres sont supérieurs à la valeur réelle de l'exhaussement, puisque la série détritique s'est déposée en fonction du niveau de base local du Bassin l'Ebre dont nous ne connaissons pas l'altitude absolue au-dessus de la mer oligo-miocène. Quoi qu'il en soit, ces mouvements ont été décisifs pour l'édification du relief actuel; ils se sont accompagnés de gauchissement et de dislocations (ondulations de la Sierra de Busa, p. 185 de la surface de la Guardia, p. 132, et sans doute du front nord de la Série de Pedraforca et de la Sierra del Cadi, p. 122 et 70). A l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca, d'ailleurs, la distinction devient moins nette entre les mouvements épirogéniques et les mouvements orogéniques qui les ont précédés. En même temps s'explique la dissymétrie fondamentale qui oppose la zone plissée du versant nord, basse et étroite, à celle du versant sud, large et élevée : les mouvements épirogéniques postoligocènes ont affaissé la première et exalté la seconde.

Par contre, l'incertitude subsiste quant à un problème fondamental : l'âge des hautes surfaces d'érosion de la Zone Axiale. Deux possibilités ont été envisagées.

1° On peut attribuer aux surfaces un âge postéocène, mais, en tenant compte d'une observation essentielle : le faciès des dépôts détritiques oligocènes est en désaccord avec la notion d'un aplanissement général. On est donc conduit à placer dans le Miocène supérieur, la période de stabilité tectonique, et à attribuer aux mouvements ultérieurs presque tout le relief des Pyrénées; c'est la solution adoptée par H. Boissevain. Il importe de bien mesurer ses conséquences :

a) Comme on ne connaît pas de surfaces d'érosion sur la zone plissée du versant méridional (à l'exception de la surface de la Guardia), on en est réduit à supposer qu'elles ont été détruites à la suite d'un soulèvement ultérieur qui les a portées plus haut que sur la Zone Axiale. Le rebord de la zone plissée dominant le Bassin de l'Ebre avec des cotes supérieures à 2.000 mètres, on ne

voit pas bien où se situerait la charnière de la flexure accompagnant nécessairement ce soulèvement.

b) La Chaîne Catalane, qui s'interpose entre le niveau de la mer et la chaîne pyrénéenne, a dû être nivelée en même temps. Or, on ne retrouve aucune trace de surface de cet âge. Les seuls aplanissements connus sont la surface pré-triasique (Montseny et plateau de Prades, dans le Priorat), la surface pré-éocène (dans les Guillerries). Quant à la surface recouverte par les argiles gypseuses et les calcaires d'Ulldemolins, elle doit appartenir à l'Oligocène inférieur, ou peut-être même à l'Eocène inférieur, si la découverte de *Bulinus gerundensis* dans des couches voisines se confirme ⁽¹⁾. D'autre part, la base du Miocène fossilisant sur la chaîne littorale une topographie très accidentée, il faudrait placer au Miocène supérieur la période d'aplanissement. On doit alors admettre que cette surface pontienne a été détruite par l'érosion consécutive aux mouvements postpontiens, qui, effectivement, ont été très violents, allant jusqu'à des chevauchements (Schriel) ⁽²⁾. Mais comme la surface prétriasique monte intacte jusqu'au sommet du Montseny (1.700 mètres), nous sommes encore obligés de faire passer au-dessus la pénéplaine pontienne hypothétique, et de supposer un soulèvement de 1.700 mètres depuis cette époque.

c) Les conséquences ne s'arrêtent pas là : si la Chaîne Catalane a été nivelée au Miocène supérieur, le Bassin de l'Ebre a cessé d'être un bassin fermé : les surfaces d'érosion développées sur la bordure de la Chaîne Celtibérique, en fonction du sommet d'un remblaiement daté du Pontien par la faune de *Moneva* et *Daroca*, ne sont pas en relation avec un niveau de base local, mais plus ou moins directement avec le niveau de base marin; et comme ces surfaces se retrouvent en Nouvelle et Vieille Castille, c'est toute la péninsule qu'il faut soulever en bloc, depuis le Miocène supérieur, de 800 à 1.000 mètres. L'hypothèse n'a d'ailleurs pas fait reculer Lautensach dans son étude sur le Portugal, puisqu'il considère les plus hautes surfaces de la bordure occidentale de la Meseta comme développées en liaison avec l'Atlantique à l'époque pliocène ⁽³⁾.

On voit donc que la première solution demande des soulèvements postpontiens déplaçant un tonnage considérable et dont l'ampleur peut faire hésiter.

(1) Renseignement aimablement communiqué par L. Solé-Sabaris.

(2) Schriel, 133.

(3) Lautensach, *Portugal*, I. P. M. Ergzb. N° 213, Gotha, 1932.

Dans l'autre hypothèse, les hautes surfaces de la Zone Axiale seraient antérieures au plissement de la couverture et dateraient du Secondaire. Elles n'auraient rien de commun avec les surfaces de la Meseta, « surfaces de pédiment » dont l'altitude absolue actuelle était peut-être déjà acquise au moment de leur formation.

L'histoire pontienne et postpontienne de la Meseta nous paraît en effet qualitativement et non pas seulement quantitativement différente de celle des Pyrénées. Là existent, sans aucun doute, de vastes surfaces d'érosion d'âge pontien ou même pliocène. Mais rien ne prouve que leur altitude actuelle ait été acquise par un soulèvement postpontien. Elles se sont en effet développées en fonction de niveaux de base intérieurs indépendants du niveau de base général. Les mouvements postpontiens seraient, dans cette conception, des mouvements d'effondrement périphériques ayant facilité l'invasion du drainage normal dans les aires endoréiques ⁽¹⁾. Sur la côte méditerranéenne, nous les voyons se déplacer vers le sud, depuis les Bouches de l'Ebre où le Miocène marin manque, mais où le Plaisancien envahit la vallée, jusque dans la région de Valence où le Pliocène marin est absent et où la fraîcheur des escarpements de faille traduit des dislocations récentes. Au contraire, dans les Pyrénées, les mouvements postpontiens se sont traduits par un exhaussement très important que nous avons chiffré à 1.300 mètres, sans toutefois atteindre les quelques 2.000 mètres qu'implique l'hypothèse de H. Boissevain.

Dès lors, on peut faire commencer dès le Miocène bon nombre d'événements décisifs pour la genèse du relief actuel. Et d'abord le soulèvement de la Meseta, qui ne peut être placé avant le Burdigalien, puisque la Sierra Morena résulte du gauchissement des assises marines de cet âge. Dans la même période, intervient l'émersion définitive de la Série de Pedraforca échappant au remblaiement avec des ondulations d'autant plus intenses qu'on se déplace vers le NE où le Bassin de l'Ebre a été serré entre les Pyrénées et la Chaîne Catalane. Ce mouvement, continu pendant le Miocène, a empêché que les Pyrénées soient nivelées comme la Meseta. Naturellement, la Zone Axiale a été solidaire de ce déplacement vertical, mais elle a réagi de façon plus spasmodique en raison de la rigidité plus grande de son matériel figé à l'époque hercynienne. Cette dernière circonstance a permis le développement de niveaux partiels (niveau de la Perche, replats

(1) Sur l'importance de cette notion, voir Emm. de Martonne et L. Aufferre : Étude des régions privées d'écoulement vers l'Océan. *Union géogr. intern.*, Publ. n° 3, 1928.

de certaines vallées des Pyrénées centrales comme celle de la Noguera Pallaresa).

Dans ces conditions, l'évolution du Bassin de l'Ebre apparaît comme sensiblement différente de celle des autres bassins de la Meseta. Pendant l'Oligocène et sans doute le Miocène inférieur, il a fonctionné comme niveau de base intérieur, son remplissage expliquant en grande partie la fossilisation des bordures montagneuses. Celle-ci s'est poursuivie jusqu'au Pontien pour les Monts Celtibériques, mais jusqu'au Miocène inférieur seulement — dans l'état actuel de la documentation paléontologique — pour les Pyrénées. A ce moment, le fossé du Vallès-Panadès s'ouvre; dès lors, à travers la mince barrière de la Cordillère Catalane interne, la section NE du Bassin de l'Ebre a pu devenir une aire exoréique. La percée de l'Ebre s'est sans doute constituée plus tard, puisque nous n'avons pas la preuve de l'existence du Miocène marin dans cette région. En tous cas, elle était un fait accompli au Plaisancien qui pénètre dans une ria pré-existante. Le déblaïement a donc commencé beaucoup plus tôt dans le Bassin de l'Ebre qu'en Castille. Si l'on y ajoute que la barrière de roches dures de la Chaîne Catalane est moins épaisse que celle du rebord occidental de la Meseta, on comprendra que le relief en creux du Bassin de l'Ebre, dû à l'érosion différentielle, soit beaucoup plus accentué que celui de la Manche ou de la Vieille Castille.

Bien que nos préférences inclinent vers la seconde hypothèse, parce que plus économique¹, nous reconnaissons qu'aucun fait décisif ne l'impose absolument. Nous sommes donc obligés de différer une réponse formelle à ce qui était pourtant le problème essentiel des Pyrénées orientales. Peut-être les progrès des recherches géologique et morphologique dans le Bassin de l'Ebre

(1) Il est vrai que, si l'on en croit bon nombre de morphologues, le relief du monde serait, dans sa presque totalité, postpontien. On reconnaît généralement un âge pliocène à de hautes surfaces d'érosion de l'Asie centrale. La pénéplaine pliocène des Rocheuses est un leitmotiv obsédant dans la littérature géographique américaine. Dans le bassin méditerranéen, E. Chaput pour l'Asie Mineure, D. Janaroff pour les Balkans (*Morphologie der Hinterbalkanischen Becken*, Sofia, 1935), attribuent à un gauchissement récent l'altitude absolue actuelle des principaux massifs. Mais toutes les démonstrations ne sont pas également convaincantes. Il faudra examiner dans chaque cas si les surfaces d'érosion n'ont pas été aplanies en fonction d'un niveau de base local possédant déjà une forte altitude absolue, puis disséquées par l'érosion régressive favorisée par les effondrements périphériques, avant de conclure à un soulèvement de toute la masse continentale.

la Meseta Ibérique et les Pyrénées occidentales permettront-ils un jour d'opérer le choix devant lequel nous hésitons encore.

En dépit de la continuité des zones de relief, le style des Pyrénées Occidentales apparaît comme profondément différent de celui des Pyrénées Orientales. A l'ouest d'une transversale enfilant les cours de l'Esera et de la Garonne, les relations de la zone plissée du versant méridional et de la Zone Axiale deviennent plus intimes. Le socle ancien a été débité en lames de charriage, poussées au sud, qui se sont emmêlées avec les couches de la couverture. En même temps, les poudingues discordants, fossilisant des formes structurales variées, disparaissent. Sur la Zone Axiale, les hautes surfaces d'érosion, dont on suit encore les traces jusque dans le massif de Marimanya et sur le piédestal du massif des Encantats, deviennent de plus en plus difficiles à distinguer (à moins qu'on n'y fasse rentrer de large cirque comme celui de Troumouse). Sans pouvoir encore préciser la nature du lien qui unit ces trois phénomènes, on pressent qu'au delà de cette grande coupure transversale, l'histoire épirogénique oligocène et néogène de la Chaîne Pyrénéenne a subi une évolution originale.

BIBLIOGRAPHIE

1. ALLIX (A.). — « Observations glaciologiques faites en Dauphiné jusqu'en 1924. » *Etudes glaciologiques*. Extrait du t. VI, Paris, 1927.
2. — *Un pays de hautes montagnes. L'Oisans*. Thèse. Paris, 1929.
3. ASHAUER (H.). — « Die östliche Endigung der Pyrenäen. » *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl. (3)*, 10, S. 2-115. Berlin, 1934.
4. ASHAUER (H.) et HOLLISTER (J. S.). — « Ostpyrenäen und Balearen. » *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl. (3)*, 11, 3-152. Berlin, 1934.
- 4 bis. ASHAUER (H.) et TEICHMÜLLER (J. S.). — « Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. » *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl.*, III. Folge, Heft 16. Berlin, 1935.
5. ASTRE (G.). — « Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadi, de Port-del-Compte et de quelques massifs voisins. » *C. R. Acad. Sc.*, 1924, p. 2106.
6. — « Sur les limites de la zone tectonique de Pedraforca. » *Bull. Soc. géol. France*, 1925, C. R., p. 63.
7. — « Sur les caractères d'ensemble de la zone tectonique de Pedraforca. » *Bull. Soc. géol. France*, 1925, C. R., p. 82.
8. — « Le Bassin Néogène de Bellver. » *Bull. Soc. Hist. natur. Toulouse*, LVI, p. 231, 1927.
9. BARRABE (L.). — « Tectonique des Corbières orientales. » *Bull. Carte géol. France*, 1922-1923, vol. XXVII, p. 21.
10. — « Tectonique des Corbières. » *Bull. Carte géol. France*, 1923-1924, vol. XXVIII, p. 23.
11. — « Corbières orientales. » *Bull. Carte géol. France*, 1926-1927, vol. XXX, p. 11.
12. — « La nappe des Corbières et le massif du Mouthoumet. » *Bull. Soc. géol. France*, 1929, p. 503.
13. — « La Montagne de Tauch. » *Bull. Carte géol. France*, 1931.
14. BAULIG (H.). « La Crau et la glaciation würmienne. » *Ann. de Géog.*, 1927.
15. — *Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne*. Paris, 1928.
16. — « The changing sea-level. » *The Institute of British Geographers*, Londres, 1935.
17. BIROT (P.). — « Sur les poudingues nummulitiques dans leurs rapports avec les massifs calcaires sud-pyrénéens, entre le Llobregat et le Sègre. » *C. R. Séances Soc. géol. France*, 1934, fasc. 2, p. 11.
18. — « Remarques sur la structure de la « zone des Sierras » à l'ouest d'Artesa de Sègre. » *C. R. Séances Soc. géol. France*, 1935, fasc. 2, p. 18.
19. — « Nouvelles remarques sur la structure de la zone des Sierras des Pyrénées Catalanes. » *C. R. Séances Soc. géol. France*, 1935, fasc. 5, p. 72.
20. — « Sur l'âge des phases de plissement dans la région méridionale

- de la Série de Pedraforca (Pyr. Catalanes). » *C. R. Séances Soc. géol. France*, 1933, fasc. 15, p. 228.
21. — « Essai sur la morphologie des Pyrénées catalanes. Etude des formes structurales fossiles. » *Ann. de Géographie*, mai 1935.
 22. — « Quelques réflexions sur une carte géologique du versant méridional des Pyrénées catalanes. » *C. R. Séances Soc. géol. France*, 1936, fasc. 4, p. 56.
 23. — « La structure des Pyrénées catalanes. » *C. R. Séances Soc. géol. France*, 1936, fasc. 5, p. 82.
 24. BLACHE (J.). — « Etudes morphologiques en Savoie. » *Revue de Géog. alpine*, 1933, p. 542-568.
 25. — « La Question des pénélaines du Jura tabulaire. » *Rev. Géog. alpine*, 1929, p. 133-171.
 26. — *Les Massifs de la Grande Chartreuse et du Vercors*. Thèse, Grenoble, 1931.
 27. — « Les Grands Traits de la morphologie corse. » *Revue de Géog. alpine*, 1932, p. 627-653.
 28. BLANCHARD (R.). — « La Morphologie des Pyrénées françaises. » *Ann. de Géog.*, 1914.
 29. BOISSEYAIN (H.). — « Etude géologique et géomorphologique de la vallée de la Haute Sègre. » *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 1934.
 30. BORN (A.). — « Das Ebrobecken. Eine Skizze seiner Eustehung und seines geologischen Aufbaus. » *Nat. Jahrbuch f. Min. Geol. und Paleont. Beilage*, Band XLII, Stuttgart, 1919.
 31. CAREZ (L.). — « Géologie des Pyrénées françaises. » *Mém. Serv. Carte géol. France*, 6. Paris, 1903-1909.
 32. — « Résumé de la géologie des Pyrénées françaises. » *Mém. Soc. géol. France*, 1912.
 33. CASTERAS (M.). — « Sur la structure du massif de l'Agly. » *Bull. Soc. géol. France*, 1929, p. 513.
 34. — *Recherches sur la Structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales*. Thèse, Paris, 1933.
 35. CASTERAS (M.) et RAGUIN (E.). — « Sur l'âge du granite du massif de l'Agly. » *Bull. Soc. géol. France*, 1933, fasc. 5, p. 56.
 36. CHABOT (G.). — *Les Plateaux du Jura central*. Thèse, Strasbourg, 1927.
 37. CHEVALLIER (M.). — « Sur les glaciers pléistocènes dans les vallées d'Andorre et dans les hautes vallées espagnoles environnantes. » *C. R. Acad. Sciences*, t. CXLII, p. 662 et 910, 1906.
 38. — « Les glaciers pléistocènes dans les vallées d'Andorre. » *Rev. scientif.*, (5), VII, n° 26, p. 801, 1907.
 39. — « Note sur la « cuencita » de la Seo d'Urgel (province de Lerida, Espagne). » *Bull. Soc. Géol. France* (4), IX, p. 138, 1909.
« Note complémentaire. » *Ibid.*, (4), X, p. 9, 1910.
 40. « Note préliminaire sur la géologie de la Catalogne orientale. » *Bull. Soc. Géol. France*, IV^e série, 14, 1914.
 41. — *Andorra*. 112 p. et pl., 1925.
 42. — « Tectonique de la Catalogne ». *Géologie de la Méditerranée occidentale*. Vol. II. 1931.
 43. CHOLLEY (A.). — « Remarques sur la morphologie de la Bourgogne méridionale. » *Ann. de Géographie*, novembre 1933.
 44. DALLONI (M.). — *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. Thèse Univ. Paris, vol. de 444 p., carte géol., pl. et fig., 1910.

45. — « Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales). » *Bull. Soc. Géol. France*, (4), XIII, p. 243-263, 1913.
46. — « Sur la tectonique des Pyrénées catalanes et la prétendue nappe du Montsech. » *C. R. Acad. Sciences*, t. CL, p. 1724, 1914.
47. — « Le Bartonien marin dans les Pyrénées. » *C. R. Ac. Sciences*, CLXII, Paris, 1916.
48. — *Etude géologique des Pyrénées catalanes*. Alger, 1930.
49. DEPERET (C.) et REROLLE (L.). — « Note sur la géologie et les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. » *Bull. Soc. géol. France*, (3), XIII, p. 488, 1885.
50. DOUVILLE (H.). — « Les Mouvements pyrénéens. » *Bull. Soc. géol. France*, (4), VI, p. 50, 1906.
51. — « Le Nummulitique au sud des Pyrénées. » *C. R. Acad. Sciences*, t. CLXXIV, p. 507, 1922.
52. DUBAR (G.). — « Etude sur le lias des Pyrénées françaises. » *Mém. Soc. géol. Nord*, Lille, 1925.
53. — « Les Mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le nord-ouest de l'Espagne aux temps jurassiques. » *C. R. Congr. géol. internat.*, vol. II, 1927.
54. GAUSSEN (H.). — *La Végétation de la moitié orientale des Pyrénées*. Toulouse, 1926.
55. GEORGE (P.). — *La Région du Bas-Rhône*. Thèse, Paris, 1933.
56. GORON (L.). — « L'Evolution du relief et du réseau hydrographique dans les Petites Pyrénées. » *Rev. Géog. Alpine*, 1927, p. 473-532.
57. — La Barguillère. *Rev. géog. des Pyrénées et du sud-ouest*, 1931.
58. HUPE (P.). — « Sur les Pyrénées aragonaises. » *C. R. Séances Soc. géol. France*, 1936, fasc. 5, p. 79.
59. — « Les Contacts anormaux sur le flanc nord-est du Massif de Cotiella. » *Bull. Soc. géol. France*, fasc. 9, p. 143, 1936.
60. JACOB (Ch.). — « Zone Axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. » *Livre jubil. Centenaire Soc. Géol. France*, II, p. 389-410. Paris, 1930.
61. — « A propos du versant méridional des Pyrénées centrales. » *Bull. Soc. géol. France*, 1933, fasc. 6, p. 78.
62. JACOB (C.) et FALLOT (P.). — « La Nappe de charriage du Montsech en Catalogne. » *C. R. Acad. Sciences*, t. CL, p. 1222, 1914.
63. — « A propos de la géologie du sud des Pyrénées. » *C. R. Séances Soc. géol. France*, p. 80. Observations de M. Léon Bertrand, 1925.
64. JACOB (Ch.), FALLOT (P.), ASTRE (G.) et CIRY (R.). — « Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées orientales et centrales. » *C. R. XIV^e Congr. Géol. Intern.*, II, p. 335-412. Madrid, 1926. Paru en 1927.
65. LAWSON (A. C.). — « Epigene Profiles of the Desert. » *Univ. Calif. Geol. Bull.*, IX, p. 23-48, 1915.
66. LOUIS (H.). — *Morphologische Studien in S.-W. Bulgarien*. Geog. Abhandl. herausg. von N. Krebs, dritte Reihe, Heft 2. Stuttgart, 1930.
67. LUGEON (M.) et OULIANOFF (N.). — « Sur la géologie des environs de Camarasa (Catalogne). » *C. R. Acad. Sciences*, t. CLXXVIII, p. 863, 1924.
68. MARIN (A.). — « Algunas notas extratigraficas sobre la cuenca terciaria del Ebro. » *Bol. Inst. Geol. Espana*, XLVII. Tome VII. Terc. ser., 2^e part., p. 113-127. Madrid, 1936.

69. — « La Potasa. » *Bull. Inst. Geol. Madrid*, 2 vol., t. XLVIII, 1926 et 1927.
70. — « Importance scientifique et industrielle d'une grande ride du socle pyrénéen. » *Congrès internat. des Mines et de la Géologie appliquée de 1933*. Paris, 1936, t. I, p. 320.
71. MARIN, BATALLER, SAN MIGUEL, etc. — « Cataluxa, Cuenca potasica, Cretaceo de Berga, Regio volcanica de Olot. » *XIV^e Cong. géol. inter.*, Excursion C 4, Madrid, 1926.
72. MARTONNE (Emm. de). — « L'Erosion glaciaire et la formation des vallées alpines. » *Ann. de Géographie*, 1910 et 1911.
73. — *Traité de Géographie physique*. Cinquième édition. Paris, 1935.
74. MARTY, LARY. — « Recherches paléophytologiques dans le Massif Central, 1903.
75. MENGEL (O.). — « Observations sur le Synclinal d'Amélie-les-Bains. » (En commun avec M. L. Bertrand.) *C. R. Acad. Sciences, Paris*, t. CXXXIII, 1901, p. 1256.
76. — « Observations géologiques sur la partie sud-est des Corbières (régions de Maury et Estagel). » *Bull. Soc. géol. France*, 4^e série, t. IV, 1904, p. 256.
77. — « Notes de Géologie : 1^o Contribution à l'étude de l'Ordovicien supérieur dans les Pyrénées-Orientales ; 2^o Essai sur le creusement des vallées de la Têt et du Tech. » *Bull. Soc. Agr. Sc. et Lit. des Pyrénées-Orientales*, t. XLVIII, 1907, pp. 331-366.
78. — « Aperçu sur la tectonique et la sismicité des pays catalans : une carte et une coupe. » *Ass. Franç. Avanc. Sciences*. Clermont-Fer., 1908, p. 339.
79. — « Sur la constance de la température des eaux thermales des Pyrénées-Orientales. » *Ann. Soc. Météor.*, t. LVI, 1908, p. 160.
80. — « Monographie des « Terratremols » de la région catalane. » *Bull. Soc. Ramond*. 1^{er} semestre 1909, Bagnères-de-Bigorre.
81. — « Du mode de répercussion en Roussillon du tremblement de terre de Provence du 11 juin 1909. » *Ann. Soc. Météor.*, juillet 1909.
82. — « Coupes du versant méridional des Pyrénées au nord de la province de Barcelone. » *Bull. Soc. géol. France*, (4), X, p. 473, et *C. R. somm.*, p. 76, 1910.
83. — « Stratigraphie et tectonique de l'îlot primaire de La Guardia, entre le Sègre et la Noguera Pallaresa. » *C. R. Acad. Sciences*, t. CLI, p. 836, 1910.
84. — « A propos des paliers des vallées des Pyrénées-Orientales. (Réponse à M. de Martonne.) » *Bull. Soc. géol. France*, 4^e série, t. X, 1910, p. 427.
85. — « Feuille de Prades et région espagnole adjacente : 1^o Chevauchement de la bordure primaire du versant méridional des Pyrénées catalanes ; 2^o Aperçu sur le glaciaire des Pyrénées-Orientales. » *Bull. Carte géol. France*, 1912, vol. XXI.
86. — *Contours géologiques de la feuille de Prades* (en collaboration avec M. L. Bertrand). 1/80.000^e.
87. — *Contours géologiques de la feuille de Céret, pour la partie espagnole*. 1/80 000^e.
88. — Etude de géographie physique sur les Pyrénées catalanes : une carte du glaciaire du Carlit au 1/100.000^e. 7 photographies. *Bull. Sect. Canigou du C.A.F.*, t. III, 1912, p. 193.
89. — « Sur la terminaison orientale du synclinal Mérens-Villefranche

- et le glaciaire de Prades. » *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLVII, 1913, p. 953.
90. — « Feuille de l'Hospitalet (Cerdagne espagnole). » *Bull. Carte géol. France*, 1913. Vol. XXIII, p. 161.
 91. — *Contours géologiques de la feuille de l'Hospitalet*, pour la partie espagnole. 1/80.000^e.
 92. — « Oscillations des lignes de rivage en Roussillon. » *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLVIII, 1914, p. 143.
 93. — Glaciaire des Pyrénées-Orientales. » *Soc. géol. France, C. R. sommaires*, n^{os} 1-2, 1915, p. 13.
 94. — « Deux anciennes lignes de rivage en Roussillon; leurs relations avec deux périodes glaciaires. » *C. R. Acad. Sciences, Paris*, t. CLXX, 1920, p. 663.
 95. — Continuidad de las terrazas antiguas de 100, 225 y 280 metros en los dos vertientes del extremo oriental de los Pirineos » *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, vol. XVI, num. 4, decembre 1920.
 96. — « Relations de sismicité et de géotectonique dans les Pyrénées. » *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLXXII, 1921, p. 540.
 97. — « Mouvements tectoniques interglaciaires et post-glaciaires de l'extrémité orientale des Pyrénées. » *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLXXII, 1921, p. 163.
 98. — « Les Tremblements de terre de novembre 1920 dans les Pyrénées; leur relation avec la géotectonique : une carte de la zone axiale des Pyrénées 1/630.000^e. » *Annuaire Inst. Phys. Globe*, 2^e partie : *Sismologie*, 1920, pp. 39 à 44. Strasbourg, 1922.
 99. — « Les Tremblements de terre des Pyrénées-Orientales en 1922 ; leur contribution à l'étude de la sismotectonique méditerranéenne : une carte au 1/700.000^e et une coupe du Canigou aux Corbières. » *Annuaire Inst. Phys. Globe*, 2^e partie : *Sismologie*, 1922, pp. 39 à 64. Strasbourg, 1923.
 100. — « Nouveaux aperçus de sismotectonique, découlant des tremblements de terre ressentis d'août à décembre 1922 dans la partie orientale des Pyrénées. » *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLXXVI, p. 111, 1923.
 101. — « Etude de la sismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales » : 4 cartes. *Publication du Bureau Central sismologique International* : Monographie B, 3^e fasc., pp. 1 à 78. Strasbourg, 1929.
 102. — « Sur la limite inférieure du Quaternaire dans les Pyrénées-Orientales. » *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CXCI, p. 1015, 1930.
 103. — « Mouvements du Quaternaire dans les Pyrénées méditerranéennes. » *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CXCI, p. 1068, 1930.
 104. — « Séismotectonique comparée des régions volcaniques d'Olot-Gérone et de Véron-Padoue. » In *Géologie de la Méditerranée occidentale*, vol. 2, 4^e partie, n^o 25 (une planche hors-texte), 25 mai 1931. Barcelone.
 105. — Aperçu sur la région des Aspres comprise entre les vallées de la Têt et du Tech. » *L'Indépendant des Pyrénées-Orientales*, 22 et 24 octobre 1932.
 106. — « Les Lignes directrices des Pyrénées ; leurs relations avec le socle granitique primaire et secondaire. » *Ass. étude géol. Méditerranée*

- occidentale*, vol. III, partie I, n° 3, 5 planches hors-texte. 15 mai 1934 Barcelone.
107. — *Agrogéologie du département des Pyrénées-Orientales* : 1° Géologie; 2° Climatologie; 3° Topographie, Hydrographie, Irrigations; 4° Pédologie. In 4°, 104 pages, 25 figures, planches et carte. Imprimerie de l'Indépendant, Perpignan, 1934.
 108. — « Les Raisons tectoniques probables des sources hydrominérales du Boulou. » *Bull. Soc. géol. France*, fasc. 13, p. 197.
 109. — « Quelques conséquences techniques des mouvements quaternaires dans les Pyrénées-Orientales. » *Cong. Int. des Mines, de la Métallurgie et de la Géologie appliquée*, tenu à Paris en 1935. T. II, 7^e session, p. 733. Paris, 1936.
 110. MEYNIER (A.). — *Ségala, Levézou, Chataigneraie* (Etude géographique). Thèse. Aurillac, 1931.
 111. MISCH (P.). — « Der Bau der mittleren Südpirenen. » *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, (3), 13, S. 168. Berlin, 1934.
 112. MORTENSEN (H.). — « Der Formenschatz der Nord-Chilenischen Wüste : ein Beitrag zum Gesetz der Wüstenbildung. » *Abh. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, N. F., Bd. XII, (1), 1927.
 113. NUSSBAUM (F.). — « Ueber das Riesenkonglomerat von Prades in den östlichen Pyrenäen. » *Verhandl. der Schweizer. Naturf. Ges.*, Aarau, 1925. II. Teil. S. 127.
 114. — « Die Diluviale Vergletscherung der östlichen Pyrenäen. » *Geog. Zeitschrift*, 1928.
 115. — Morphologische Studien in der östlichen Pyrenäen. » *Zeitschrift der Ges. für Erdkunde*. Berlin, 1930.
 116. — « Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées-Orientales et leurs transformations pendant l'époque quaternaire. » *C. R. Congr. int. Géog.*, Paris, 1934, II, Trav. de la Section II.
 117. PANNEKÖEK (A. J.). — *Evolution du Bassin de la Têt dans les Pyrénées-Orientales pendant le Néogène*. Etude de morphotectonique. Utrecht, 1935.
 118. PANZER (W.). — « Talentwicklung und Eiszeitklima in nord-östlichen Spanien. » *Abhandl. Senckenberg. Naturf. Ges.*, 39, H. 3. Frankfurt am-Main, 1926.
 119. — « Die eiszeitlichen Endmoränen von Puigcerda (Ostpyrenäen). » *Zeit. f. Gletscherkunde*, 1932.
 120. — « Die Entwicklung der Täler Kataloniens » *Géologie des Pays Catalans*, vol. III, 3^e partie, n° 24. Barcelone, 1933.
 121. PENCK (A.). — « Studien über das Klima Nordspaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. » *Zeit. der Ges. für Erdkunde*. Berlin, 1894.
 122. PERRET (R.). — « Le Relief du Sahara. » *Rev. de Géog. phys. et de Géol. dynam.*, 1933, p. 212-300.
 123. RAGUIN (E.). — « Les dislocations du massif de Quérigut-Millas dans les Pyrénées. » *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. III, fasc. 3-4, p. 181.
 124. REROLLE (A.). — « Etude sur les végétaux fossiles de Cerdagne. » *Rev. Scienc. Nat. Montpellier*, 1884-1885.
 125. — « Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Barcelone. » *Bull. Soc. géol. France*, (3), XXVI, 1898.
 126. ROGGEVEN. — « Recherches géologiques et pétrographiques dans les

- Pyrénées espagnoles de l'Est : le massif granitique de Llès. » *Geog. Inst. Geol. Medid. Phys. Geol.*, n° 2.
127. ROYO Y GOMEZ. — « Notes sur la géologie de la Péninsule Ibérique. » *Bull. Soc. géol. France*, 1925, p. 83-88.
128. RUELLAN (F.). — « La Décomposition et la désagrégation du granite à biotite au Japon et en Corée et les formes du modelé qui en résultent. » *C. R. Congr. Int. Géog. Paris*, 1931, t. II. Section II.
129. RUHL (A.). — « Geomorphologische Studien aus Catalonien. » *Zeit. der Ges. f. Erdkunde. Berlin*, 1909.
130. SAN MIGUEL DE LA CAMARA (M.) y SOLE SABARIS (L.). — « Nota geologica sobre el macizo cretacio de Montgri. » *Bull. Soc. Espan. Hist. nat.*, 1932, p. 243.
131. SAPPER. — *Geomorphologie der feuchten Tropen*. Geog. Schriften herausg. von A. Hettner, 1933.
132. SCHMIDT (K.). — « Mitteilungen über die Kalisalzlagerrstätten Kataloniens. » *Eclog. geol. Helv.*, 1922-1923.
133. SCHRIEL (W.). — « Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. » *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, N. F., XIV, 2. S. 79. Berlin, 1929.
134. SELZER (G.). — « Geologie der Südpynäischen Sierrn in Oberagonien. » *N. J. Min., etc., Beil.* Bd. 71, B. S. 370-406. 1934.
135. SITTIG (C.). — « Topographie préglaciaire et topographie glaciaire dans les Vosges alsaciennes du Sud. » *Ann. de Géographie*, 1933.
136. SOLE SABARIS (L.) et FONT (J. M.). — « Las terrazas del Sègre en las inmediaciones de Lerida. » *Public del Institut. geolog. topograf. de la Diputac. provinc. de Barcelona*, 1929.
137. SORRE. — *Les Pyrénées méditerranéennes*. Thèse. Paris, 1913.
138. STILLE (H.). — *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Berlin, 1924.
139. — « Über westmediterrane Gebirgzzusammenhänge. » *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, N. F. 12 (3). Berlin, 1927.
140. — Ueber Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands. » *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, S. 379, 1930.
141. VIDAL (L.-M.). — « Geologia de la provincia de Lérida. » *Bol. Mapa geol. España*, 2, p. 288. Madrid, 1873.
142. — « Reseña geologica y minera de la provincia de Girona. » *Bol. Mapa geol. España*, 1886.
143. — « Compte rendu des excursions dans la province de Lérida. » *Bull. Soc. géol. France*, (3), XXVI, p. 884-900, 1898.
144. — « La Tectonica y los rios principales de Cataluna. » *Mem. R. Acad. Barcelona*, II, n° 1, 1900.
145. — « Nota sobre el supuesto granito eruptivo del Serrat Negre, en las montanas de La Nou, provincia de Barcelona. » *Mem. R. Acad. Barcelona*, VI, 1907.
146. — « Geologia del Monsech. » *Iberica*, 9, 1918.
147. VIDAL (L.-M.) et DEPERET. — « Contribucion al estudio del Oligoceno en Cataluña. » *Mem. R. Ac. Ciencias Artes Barcelona*, V, 19. 1906.

TABLE DES FIGURES ET DES PLANCHES

Figures.	Pages.
1. — Carte d'orientation des Pyrénées orientales	3
2. — Bassins tertiaires et hauts massifs : carte d'orientation	10
3. — Schéma	11
4. — Profil schématique des hautes surfaces d'érosion du massif Carlit-Campcardos	13
5. — Schéma montrant les résultats de l'action glaciaire en fonction du relief préglaciaire	26
6. — Carte morphologique de la Cerdagne et des massifs voisins.	40-41
7. — Bloc-diagramme montrant le rebord septentrional de la Cerdagne	36
8. — Coupes schématiques montrant l'évolution de la Cerdagne et des massifs voisins, dans l'hypothèse de H. Boissevain	44
9. — Coupes schématiques montrant l'évolution de la Cerdagne et des massifs voisins, dans l'hypothèse de l'auteur.	45
10. — Deux coupes à travers la Cerdagne espagnole	47
11. — Deux coupes à travers le Conflent supérieur.	57
12. — Coupes schématiques de la région de Villefranche, montrant l'évolution probable de la région	61
13. — Coupes de la Sierra del Cadi à la vallée du Sègre (d'après la carte de H. Boissevain et des observations sur le terrain).	69
14. — Carte schématique relevée au nord de la route de Castell-Ciutat à la Seo.	74
15. — Bassins karstiques et cuvettes granitiques dans la région de l'Aude	80
16. — Schéma montrant la structure et la circulation hydrographique du pays de Sault	84
17. — Schéma montrant la structure de la couverture plissée du versant sud-pyrénéen.	99
18. — Les phases de plissement de la Série de Pedraforca : carte schématique	101
19. — Bloc-diagramme montrant le rebord occidental de la Conca de Tremp	105
20. — Coupes de la Conca de Tremp	109
21. — Bloc-diagramme montrant la structure et le relief des Sierras de Cabo et de Santa-Fé	115
22. — Schéma montrant les relations des poudingues avec leur substratum dans la Sierra de Forn.	117

Figures.	Pages
23. — Coupes relevées au nord de Pobleta de Bellvehi, en haut sur la rive gauche du Flamisell, en bas sur la rive droite	123
24. — Coupes en série, tracées perpendiculairement au front nord de la Série de Pedraforca, entre Tahus et La Gardia	129
25. — Schéma montrant l'évolution probable du front nord de la Série de Pedraforca, entre La Guardia et Tahus	131
26. — Coupe de l'extrémité du Montsech, relevée au nord-est de Vilanova de Meya.	137
27. — Bloc-diagramme montrant le front sud de la Série de Pedraforca, entre la Sierra de Port del Compte et la Sierra de Turb.	141
28. — Coupe de la Sierra de Turb et de l'extrémité orientale de la Sierra d'Aubens	145
29. — Coupes à travers la partie centrale de la Sierra d'Aubens.	149
30. — Coupe schématique relevée à l'extrémité du Barranco de la Mala Muller	150
31. — Coupes de l'extrémité occidentale de la Sierra d'Aubens	152
32. — Schéma montrant la formation des discordances progressives ou semi-concordance, dans une série détritique	156
33. — Schéma montrant le mécanisme du déversement de la Série de Pedraforca sur le bassin de l'Èbre	157
34. — Coupes de la Sierra de Boada et de la Sierra de Rubio	165
35. — Coupes à travers la vallée de Massana.	167
36. — Coupes successives à travers la Sierra de Baldoma	169
37. — Coupe schématique relevée le long du sentier de Clua	171
38. — Coupe à travers le Montroig	172
39. — Coupes à travers la Sierra de Verde	179
40. — Coupes à travers la dépression de San Lorenzo de Morunys.	184
41. — Coupe tracée le long de l'Aiguadora, montrant le passage progressif des poudingues au nummulitique marin.	186
42 et 43. — Coupes relevées perpendiculairement à la Sierra de Queralt, le long de la route de Berga au col de Joet.	190
44. — Bloc-diagramme montrant le relief du massif du Sobrepuny	192
45. — Quatre coupes à travers l'extrémité orientale de la Série de Pedraforca	193
46. — Trois coupes relevées dans le ravin de Casa Arderico.	196
47. — Coupe menée à l'est de Pobla de Lillet	197
48. — Coupe tracée à l'est du Ter.	205
48 bis. — Coupe montrant la déformation de la terrasse de Balagner	217
49. — Bloc-diagramme montrant le bassin tertiaire de Céret et le rebord du massif de la Boulerie.	226
50. — Les niveaux de la vallée du Tech et de l'Ampurdan septentrional	229
51. — Coupes dans les surfaces d'érosion de l'Ampurdan septentrional.	235
52. — Coupes à travers la Garroxta et l'Ampurdan du nord-est	237
53. — Coupes montrant la dissymétrie des Albères.	241
54. — Carte morphologique des pays de l'Agly.	245
55. — Deux coupes à travers les pays de l'Agly.	247

Figures.	Pages.
56. — Profil transversal d'une surface rigide à « inselberg » subissant un commencement de rajeunissement	248
57. — Profil longitudinal d'une surface rigide à « inselberg » subissant un rajeunissement lent sous l'action de l'érosion linéaire.	249
58. — Coupe du causse de Thuir	251
59. — Profils longitudinaux des terrasses du Roussillon.	267
60. — Profils transversaux des terrasses de la Têt en amont de Perpignan	269
61. — Profils transversaux des terrasses du Tech	273
62. — Carte morphologique du massif de Montseny et des Guilleries.	278
63. — Bloc-diagramme représentant le nord-ouest du bassin de Falset.	281
64. — Coupe de la dépression de Dorgali (Sardaigne), suivant R. Teichmüller	284
65. — Profils comparés d'une topographie granitique (I) et d'une topographie schisteuse (II).	289

Photos.	Pages
I. — Haute surface granitique au sud-ouest du massif du Carlitte.	10
II. — Haut plateau calcaire de la Sierra de Port del Compte	10
III. — Massif Puigmal-Canigou vu, vers l'est, du col de Marranes	13
IV. — Forme mûre à la frontière d'Andorre	13
V. — Vallée-cirque des sources du Freser.	17
VI. — Cirques bien venus, taillés dans les gneiss.	17
VII. — Type de cirque creusé dans les schistes et encombré d'éboulis.	21
VIII. — Le massif du Puigmal, vu vers l'ouest.	21
IX. — Bassin de surcreusement glaciaire de la Coma de Vaca	25
X. — Type de cirque taillé dans les schistes, à l'ouest de Nuria.	25
XI. — La surface d'érosion de la Guardia	121
XII. — Le front sud de la série de Pedraforca au mont Subirat.	121
XIII. — Gorges de la Noguera Ribagorçana dans la vallée du Montsech occidental.	137
XIV. — Panorama de la Sierra d'Aubens.	137
XV. — Chevauchement du Keuper sur les calcaires crétacés des plateaux de Santa Linya.	161
XVI. — Lac artificiel de San Lorenzo de Mongay	161

Planches.	Pages.
I. — Tableau des signes employés sur les cartes géologiques	144
II. — Carte géologique de la Sierra del Verde	177
III. — Carte géologique de l'épigénie du Sègre dans la zone des Sierras.	145
IV. — Carte géologique des Sierras d'Aubens et de Turb	169
V. — Carte géologique de la Terminaison orientale de la série de Pedraforca et de son contact avec le bassin de l'Èbre.	185
VI. — Carte géologique de la série de Pedraforca à l'est du Llobregat	193

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION.	1
-----------------------	---

PREMIÈRE PARTIE

Hauts Massifs et Bassins tertiaires de la Zone Axiale

HISTORIQUE.	5
Chap. I. — Les massifs montagneux.	9
— II. — Les bassins. Le sillon Tet-Sègre	34
— III. — Le problème des hautes surfaces d'érosion dans les Pyrénées.	77

DEUXIÈME PARTIE

La Zone plissée du versant méridional

Généralités.	95
Chap. I. — La zone des plis simples entre la Noguera Ribagorzana et le Sègre	103
— II. — Le front septentrional de la Série de Pedraforca et le contact avec la Zone Axiale.	120
— III. — Le front sud-pyrénéen de la Série de Pedraforca	136
— IV. — La zone des Sierras.	159
— V. — Section orientale de la Série de Pedraforca.	176
— VI. — A l'est de la Série de Pedraforca. Formes structurales sans histoire	204
— VII. — Rapport des Pyrénées et du bassin de l'Èbre	208

TROISIÈME PARTIE

Versant oriental des Pyrénées

Généralités.	219
Chap. I. — La vallée du Tech et le rebord sud du Roussillon. . . .	223
— II. — L'Ampurdan septentrional et le versant sud de la chaîne Albères-Roc de France.	231

Chap. III. — Le relief des pays de l'Agly et de la bordure nord-ouest du Roussillon.	246
— IV. — Le Roussillon.	257
— V. — Le modelé granitique dans les pays de la Méditerranée occidentale	277
CONCLUSION.	298
BIBLIOGRAPHIE	303
TABLE DES FIGURES ET DES PLANCHES HORS TEXTE	313

VU, LE 12 JANVIER 1937 :

*Le Doyen de la Faculté des Lettres
de l'Université de Paris.*

II. DELACROIX.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

S. CHARLÉTY.

